

**ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ А.П. КАРПИНСКОГО**

На правах рукописи

Искюль Георгий Сергеевич

**ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ
НИЖНЕДАРРИВИЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (СРЕДНИЙ ОРДОВИК)
СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ**

25.00.02 – палеонтология и стратиграфия

**Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук
Толмачева Татьяна Юрьевна

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
1. Методы исследования	6
1.1. Полевые исследования	6
1.2. Литологические исследования	7
1.3. Циклостратиграфия	9
2. Региональная стратиграфия	11
3. Геологическое положение и характеристика палеобассейна	18
4. История развития представлений о стратиграфии кундаского горизонта	28
5. Типы разреза и литостратоны кундаского горизонта	36
6. Описание разрезов	44
6.1. Глинисто-карбонатные разрезы. Волховский подтип	45
6.2. Глинисто-карбонатные разрезы. Лавский подтип	61
6.3. Карбонатные разрезы.	74
6.4 Биостратиграфия	109
7. Литология	117
7.1. Структурно-вещественные компоненты	117
7.2. Слоистость и плитчатость	120
7.3. Фосфатизированные поверхности перерыва	121
7.4. Доломитизация по ихнофоссилиям	129
8. Фациальный анализ	132
8.1. «Фоновые» микрофации	134
8.2. «Гётит-оолитовые» микрофации	141
9. Циклостратиграфия кундаского горизонта	144
9.1. Литомы	148
9.2. Микроциклиты	162
9.3. Мезоциклиты	167
9.4. Сопоставление с данными предыдущих исследователей	169
9.5. Корреляция конодонтовых и трилобитовых зон по микроциклитам	173
10. Кундаский горизонт в структурно-картировочных скважинах	176
11. Влияние эпейрогенеза на распределение фаций в палеобассейне	185
Заключение	202
Список литературы	203

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Конденсированные карбонатные отложения ордовика северо-запада Русской плиты сформированы в эпиконтинентальном Балтоскандийском палеобассейне, охватывавшем территорию стран Прибалтики и Скандинавии, Польши, Белоруссии и севера европейской части России. На северо-западе России различные части карбонатного разреза имеют разную степень изученности. Нижняя часть карбонатной серии, отвечающая биллингенскому и волховскому горизонтам, детально расчленена и скоррелирована био- и литостратиграфическими методами. Стратиграфическая схема более молодых отложений, начиная с кундаского горизонта, заметно уступает ей по детальности. Это обусловлено фациальной зависимостью зональных видов макрофауны (трилобитов), редкостью зональных видов микрофауны (конодонтов) и отсутствием исследований, направленных на выявление седиментационной цикличности отложений и иных направлений литостратиграфической корреляции. Разработка детальной литостратиграфической схемы, основанной на трассировании седиментационных циклитов, поверхностей перерыва и других маркёров, для над-волховских отложений представляется актуальной, т.к. позволит повысить детальность и точность корреляции, особенно при ограниченных возможностях биостратиграфии (например, в скважинах). Эта задача может быть решена комплексом методов – литолого-фациальным, фациально-циклическим и палеотектоническим.

Цель и задачи работы. Целью являлась разработка детальной литостратиграфической схемы корреляции кундаского горизонта северо-запада России. Для этого решались следующие задачи:

1) Послойное изучение обнажений и скважин с детальной фиксацией литологических признаков, микропетрографическим и карбонатным анализом, послойным сбором руководящей макрофауны (трилобитов, брахиопод, иглокожих).

2) Реконструкция рядов литофаций по комплексу генетических признаков отложений (содержание терригенного компонента, микроструктура, характер стратификации, тафономия раковинной фауны) и динамики их изменения на местности.

3) Фациально-циклический анализ отложений.

4) Реконструкция локального эпейрогенеза по картам мощностей/литофаций (пакерортский-ухакусский горизонты) и его увязка с отклонениями в строении седиментационных циклитов.

5) Переинтерпретация стратиграфических разбивок скважин структурно-картировочного бурения, пройденных в 50-60-х гг. XX в. при среднемасштабной (1:200000) геологической съёмке листов О-35-(VI, XI, XII, XVII) и О-36-(I-III, VII, VIII).

Фактический материал. В основу работы положены результаты полевых исследований автора и обобщения/переинтерпретации литературных и фондовых материалов. В 1997-2014 гг. изучались литостратиграфия и фациальные особенности кундаского и смежных горизонтов Балтийско-Ладожского глинта от р. Сытке (северо-восток Эстонии) до р. Лынна (северо-запад России). Полные разрезы кундаского горизонта составлены по р.р. Сытке, Копорка, Поповка, Лава, Волхов, в карьерах Путилово и Широково, в скважинах Лисино-10, Кемполово-60, Парицы-2; фрагменты – по р. Лынна, Канцы, Нижняя. Учтены данные по точкам, не описанным в работе (Вильповицы, Тюттицы, Котлы, р.р. Сума, Рудица, Луга). Отобрано более 1000 литологических образцов, изучено более 50 пришлифовок и более 150 петрографических шлифов. Выполнено свыше 500 определений содержания алевропелитового компонента карбонатных пород. Коллекция макрофауны насчитывает более 1000 экземпляров.

Научная новизна. Составлена литостратиграфическая схема корреляции кундаского горизонта, увязанная с трилобитовыми зонами. Выделены трансгрессивно-регрессивные микро- и мезоциклиты. Установлен аномальный характер фаций с гётитовыми оолитами по отношению к «фоновым» отложениям. Описан комплекс признаков низкоэнергетических темпеститов. Уточнена структурно-фациальная зональность ниже- и среднеордовикских отложений, установлена ведущая роль локального эпейрогенеза в распределении мощностей и литофаций.

Теоретическое и практическое значение. Результаты исследования могут быть использованы при детализации стратиграфической схемы ордовика, палеотектоническом анализе территории, оценки перспектив методов цикло- и аллостратиграфии.

Защищаемые положения. 1) Кундаский горизонт восточной Эстонии и Ленинградской области состоит из 13 трансгрессивно-регрессивных микроциклитов, группирующихся в 3 мезоциклита. По сравнению с биостратиграфией, циклостратиграфия обеспечивает более детальную (в 3 раза) корреляцию обнажений и имеет более высокий потенциал при анализе керн скважин и доломитизированных разрезов. Микроциклиты могут быть использованы для сопоставления конодонтовой (западные разрезы) и трилобитовой (восточные разрезы) схем расчленения.

2) Карбонатная и глинисто-карбонатная литофациальные зоны кундаских отложений на северо-западе России имеют принципиально иные очертания и соотношения площадей,

чем считалось ранее. Карбонатная ЛФЗ протягивается широкой полосой от Эстонии до Новгорода. Глинисто-карбонатная зона локально развита в южном Приладожье.

3) На протяжении ордовика приглинтовая полоса России отвечала южному флангу субширотного прогиба, располагавшегося на месте современных Финского залива и Ладожского озера. На этой территории установлена миграция депоцентров седиментации, обусловленная эпейрогеническими движениями, в восточном направлении в течение тремадока-раннего дарривила. Обратная тенденция намечена для среднего дарривила.

Апробация работы. Основные результаты работы представлены на «Международной конференции молодых учёных и специалистов имени академика А.К. Карпинского» в 2008, 2010 и 2012 г.г. (Санкт-Петербург), на конференции «Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия» в 2012 г (Санкт-Петербург).

Публикации. По теме диссертации опубликованы 3 статьи, 5 тезисов и путеводитель.

Структура и объём работы. Диссертация состоит из введения, 11 глав и заключения. Объём диссертации составляет 165 страницы текста и 50 иллюстраций. Список литературы содержит 130 названий, в т.ч. 55 на иностранных языках.

Благодарности. Автор благодарит Г.А. Беленицкую, (ВСЕГЕИ), Г.С. Бискэ, П.В. Фёдорова, М.В. Шитова (СПбГУ), А.В. Дронова (ГИН РАН), М.Ю. Никитина за обсуждение различных аспектов настоящей работы; А.С. Яновского (ПКГЭ) и Е. Семёнова (Севзапгеология) за возможность работы с керновым материалом; А.Б. Морозову и Е.Г. Панову (СПбГУ) за помощь в изготовлении шлифов; А.И. Ларичева (ВСЕГЕИ) за возможность работы над диссертацией в отделе геологии горючих полезных ископаемых и ценные рекомендации. Автор также благодарит сотрудников ВСЕГЕИ за помощь в получении геофизических (Т.П. Литвинова), геологических (В.П. Кириков, С.Ю. Енгальчев) и геохимических (Г.А. Олейникова) данных. Особая признательность адресована моему научному руководителю д. г.-м. наук Т. Ю. Толмачёвой за многолетнюю поддержку и постоянную мотивацию. Работы проводились при финансовой поддержке грантов РФФИ (09-05-01033, 10-05-00848, 10-05-00973 и других).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для реконструкции фациальных особенностей, осадочной геометрии и палеогеографии кундаско-азерских отложений в данной работе использованы традиционные приёмы стратиграфических и литологических исследований. На первом этапе проводились: 1) документация обнажений и скважин, 2) послойный сбор руководящей макрофауны, 3) камеральные литологические исследования. На втором этапе проводилась реконструкция фациальных рядов и циклостратиграфический анализ отложений. На третьем этапе проводился анализ палеотектонического развития территории на основе составления и сопоставления карт мощностей/литофаций с использованием данных автора и материалов, полученных предшественниками.

ПЕРВИЧНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Описание обнажений и скважин выполнялось послойно снизу вверх. Детальность описания определялась степенью видимой литологической неоднородности разреза (вплоть до прослоев мощностью в первые мм). Фиксировались, в первую очередь, генетические признаки отложений – глинистость, аутигенная минерализация, размер биокластов и их соотношение с карбонатным матриксом, масштаб слоистости, поверхности перерыва, наиболее яркие тафономические и палеоихнологические особенности.

Послойный сбор руководящей макрофауны проводился сверху вниз, что обусловлено необходимостью выемки большого количества породы. В зависимости от мощности слоевых единиц интервал опробования составлял 3-6 см, а объём валовой пробы с каждого интервала - примерно 100 дм³. Породы дробились до размера среднего щебня (~3 см), достаточного для обнаружения взрослых экземпляров трилобитов азафидного облика и менее, для обнаружения замковых брахиопод.

Стратиграфическая корреляция разрезов, благодаря их выдержанному циклитному строению, проводилась уже по полевым материалам путём послойного сопоставления колонок, трассирования маркирующих уровней и поверхностей перерыва и даже отдельных слоёв. Лишь в интервале Вш α -Вш β кундаского горизонта, где наблюдаются сильная редукция и фациальные изменения отложений (нижний «чечевичный слой») сопоставление разрезов проводилось, главным образом, по трилобитовым зонам и поверхностям перерыва. Полученные схемы корреляции были несколько уточнены по результатам литологических исследований, в первую очередь, некарбонатного анализа.

Биостратиграфическая корреляция основывалась на изучении вертикального распространения азафидных трилобитов. В работе принята зональная схема расчленения

среднего ордовика А. Ю. Иванцова (Иванцов, 1990, 2003; Ivantsov, 2003; Иванцов, Мельникова, 1998, 2001). Применение трилобитовой стратиграфии ограничено, во-первых, обнажениями (в скважинах трилобиты весьма редки), во-вторых – разрезами с отсутствием массивной эпигенетической доломитизации (в доломитах трилобиты трудно определяемы). Наилучшие результаты данный метод даёт в обнажениях Ладожского глинта, где могут быть прослежены зоны как кундаского, так и азериского горизонтов. В разрезах кундаского горизонта Ижорского глинта – доломитизированных, твёрдых, с редкими трилобитами – могут быть относительно легко прослежены лишь зоны в подошве и кровле горизонта (*expansus-acuminatus*, *sulevi/ingrianus*, *laevissimus*), благодаря относительному обилию видов-индексов. Прослеживание зон азериского горизонта здесь также требует более трудоёмких работ, чем на Ладожском глинте.

Аллостратиграфическая корреляция основана на сопоставлении разрезов по маркирующим поверхностям перерыва (ПП). Наиболее зрелые, субрегионально развитые поверхности перерыва маркируют границы кундаского и азериского горизонтов, а также отдельные уровни внутри кундаского горизонта (кровля зоны *expansus*). Менее зрелые и выдержанные фирмграунды обычно приурочены к регрессивным максимумам седиментационных циклов, располагаясь в кровлях или внутренних частях регрессивных элементов. Использование таких ПП особенно полезно при работе со сравнительно конденсированными и монофациальными западными разрезами кундаского горизонта, где затруднительно выделение отдельных седиментационных циклов. Из аллостратиграфических подразделений в данной работе используется термин «аллопачка», обозначающий сравнительно маломощный (первые дм) и однородный интервал разреза, ограниченный ПП. Корреляционно значимые ПП кундаского и азериского горизонтов в данной работе обозначены индексами «Kn» и «As» соответственно.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Включали: 1) определение содержания алеврито-пелитовой силикатной примеси, 2) микропетрографические исследования, 3) изучение морфологии поверхностей перерыва, 3) микронзондовые и масс-спектрометрические исследования импрегнации ПП.

Некарбонатный анализ, или определение содержания алеврито-пелитовой силикатной примеси в карбонатных породах, выполнен для 430 проб. Отбор проб проводился в зависимости от литологической неоднородности разреза – через 5-20 см. Интервалы детализации намечались по результатам обработки результатов первичного отбора; пробы детализации отбирались через 5-10 см. Из проб удалялись участки, аномально обогащённые карбонатом (скопления биокластов) или алеврито-глинистым компонентом

(парастилолиты, ходы илоедов). Навеска массой 50 г дробилась на фрагменты до 1 см³ и растворялась в холодной HCl (3%). Осадок отмывался от кислотно-солевого раствора в ходе трёх или четырех циклов (отстаивание осадка→слив раствора→разбавление водой) и промывался через сито с размером ячейки 50 μm для отделения нерастворимых компонентов песчаной фракции. К последним относятся органикостенные микрофоссилии (акритархи, празиофиты, сколекодонты), глауконит, гётитовые и пиритовые микроконкреции, очень редко – кварцевые зёрна. Алеврито-пелитовый осадок высушивался и взвешивался, высчитывалось его процентное содержание.

Для нижней половины кундаского горизонта отдельно определены алевритовая и пелитовая фракции (30 проб). Отмучивание пелитовой фракции (<5 μm) проводилось в соответствии с методикой, описанной Л.Б. Рухиным (1961). Установлено, что вариации содержания алеврито-глинистой примеси обусловлены, в первую очередь, вариациями содержания именно этой фракции, более чутко реагирующей на изменения фаций.

Микроструктурные исследования карбонатных пород проводились в стандартных петрографических шлифах, сделанных вкрест напластования (60 шлифов). В шлифах определялись три основных кальцитовых компонента (биокласты, микроспаритовый матрикс и спаритовый цемент) и вторичный по отношению к ним доломит. Микроструктуры известняков определялись визуально в соответствии со схемой Данхема (Dunham, 1962); определяющими признаками являлись: а) размер, количество и упаковка биокластового материала, б) тип скрепляющей их матрицы (микроспарит, спарит). По этим признакам выделены структуры от грейнстоуна до мадстоуна.

Изучение седиментационных текстур известняков проводилось по пришлифовкам, ориентированным поперёк и вкрест напластования. Основными текстурами являются поверхности перерыва и следы жизнедеятельности бентосной фауны. С 1997 г. по 2016 г. автором были отобраны и изучены более 60 шлифов, содержащих фосфатные поверхности перерыва. Их морфология изучалась по сериям поперечных спилов, сделанных через 0,5-1 см. Спилы шлифовались и травились разбавленной HNO₃ в течение 1 минуты. В результате этой обработки фосфатная импрегнация приобретала яркий белый цвет и небольшой положительный рельеф, что делало морфологические особенности поверхностей доступными для наблюдения. Обработанные спилы изучались под биноклем; выявлялись *до-омиссионные* (заложенные до перерыва), *омиссионные* (заложенные во время перерыва) и *пост-омиссионные* (сформированные после захоронения в осадке) ихнофоссилии. Образцы сканированы с разрешением 600 dpi.

Содержание P₂O₅ определено методом ICP MS (15 проб) на приборе ELAN-DRC-6100 в лаборатории ВСЕГЕИ.

ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Общие сведения. Циклический анализ или циклостратиграфия представляет собой метод синхронизации осадочных разрезов на основе выявления и трассирования седиментационных циклов различного происхождения. Седиментационная цикличность, т.е., в общем случае, повторяемость по разрезу определённых сочетаний пород (фаций), является фундаментальной особенностью стратисферы, обусловленной накоплением осадков в условиях периодически меняющихся параметров седиментационных бассейнов. Триггеры циклической седиментации исключительно разнообразны – от астрономических циклов Миланковича и вариаций скоростей спрединга до сезонной климатической ритмики (Циклическая...1985; Ботвинкина, Алексеев, 1991). В карбонатных фациях зафиксированы следующие разновидности циклов: трансгрессивно-регрессивные, продуктивности, растворения, климатические и др. Седиментационная архитектура карбонатного ордовика Балтоскандии образована, прежде всего, трансгрессивно-регрессивными циклами, которые могут быть использованы для детальной корреляции разрезов.

В морских бассейнах колебания уровня моря вызывают попеременные сдвиги фациальных зон в сторону берега (трансгрессия) и в сторону бассейна (регрессия). Соответственно, меняется объём пространства аккомодации (пространства возможного осадконакопления). Последнее в морских бассейнах может быть определено как пространство между дном бассейна и неким уровнем с критической энергией вод, выше которого седиментация невозможна. При трансгрессии пространство аккомодации, как правило, расширяется в сторону берега, а при регрессии – отступает (могут быть и исключения, обусловленные местной топографией, до определённых пределов, разумеется). Осадочные толщи, формирующиеся на фоне колебаний уровня моря, демонстрируют чередование трансгрессивных и регрессивных интервалов. Если сокращение пространства аккомодации при регрессии достигает критических значений, то формируется поверхность ненакопления (транзит осадка), а затем – поверхность несогласия (размыв осадка). Трансгрессивно-регрессивные циклы (**ТРИЦ**) отличаются от циклов другого происхождения тем, что при прослеживании их на местности чётко работает принцип Головкинского.

Понятия и термины. Отечественная циклостратиграфия занимается, главным образом, изучением параметров цикличности, наблюдаемых в вертикальном разрезе – характера последовательности, мощности и порядка вложения циклов друг в друга.

Прежде всего, принято различать цикл как процесс (собственно цикл) и как его вещественное выражение. Для обозначения последнего наиболее часто используется

термин «циклит», предложенный Ю.Н. Карогодиным (1978). В данной работе он определяется следующим образом:

Седиментационный циклит – повторяющаяся в разрезе породно-слоевая система с относительно однотипным внутренним строением (т.е. направлением изменения генетических признаков от подошвы к кровле). Однотипность внутреннего строения не предполагает обязательную однотипность породного состава, хотя это часто наблюдается. Согласно Ю.Н. Карогодину (1980), системный характер циклита обусловлен двумя обстоятельствами – во-первых, направленным изменением пород/фаций от подошвы к кровле, во-вторых – более сильными связями между элементами внутри циклита, чем между элементами смежных циклитов. Иными словами, последовательность пород/фаций должна быть более прерывистой на границах циклита, чем внутри него.

Строение циклитов, т.е. характер изменения породных/фациальных признаков от подошвы к кровле, может быть асимметричным (с резкими границами между циклитами) или с разной степенью симметрии (чем сильнее симметрия, тем более переходные границы). Асимметричные циклиты характеризуются однонаправленным изменением признаков от подошвы к кровле; на верхней границе циклита эта последовательность прерывается и (в следующем циклите) начинается снова. Как правило, асимметричные циклиты обладают регрессивной направленностью изменения; в зарубежной литературе они определяются как «обмельяющиеся вверх» (Уилсон, 1980), в отечественной – как рециклиты (Карогодин, 1980) или регрессивные циклы (Ботвинкина, Алексеев, 1991). Примерами являются лоферские литоральные циклы (Уилсон, 1980), угольные циклотемы Донбасса (Ботвинкина, Алексеев, 1991).

Симметричные циклиты объединяют две последовательности, которые могут быть зеркально или неполно противоположными (т.е. различаться по набору элементов и/или динамике их изменений). По степени симметрии выделяются: а) эвциклиты с полной симметрией типа 1-2-3-2'-1' (границы внутри циклитов и между ними переходные); б) анхициклиты с менее полной симметрией типа 1-2-3-3'-2'; в) схедоциклиты со слабой симметрией 1-2-3-2' или 1-2-3-4-3' (Справочник ..., 1983).

Иерархия, т.е. наличие циклов нескольких порядков является неотъемлемой особенностью циклической седиментации, по всей видимости, любого генезиса. В данной работе принят иерархический ряд «микро-, мезо-, макро- магнациклит» (Практическая ...1984), как наиболее простой в терминологическом отношении. Микроциклиты выделяются как наиболее просто построенные тела, далее не делимые на циклиты того же

генезиса; мезоциклиты представляют собой трансгрессивно-регрессивные последовательности микроциклитов и т.п.

Методика выявления ТРЦ в осадочных разрезах может быть представлена как последовательность следующих действий. На первой стадии проводится литофациальный анализ отложений, в ходе которого реконструируются латеральные ряды литофаций и направления их изменчивости в вертикальном разрезе. Вначале требуется наличие хотя бы грубой стратиграфической основы, которая позволит установить латеральную последовательность фаций. В дальнейшем, по мере реконструкции трансгрессивно-регрессивной архитектуры осадочной толщи, основную функцию корреляции принимают на себя сами ТРЦ, чем способствуют уточнению состава и последовательности литофаций (что, в свою очередь, способствует уточнению границ и объёмов самих ТРЦ). Для корректного выделения литофаций необходимо использовать генетически значимые признаки отложений; отделять литологическую изменчивость, связанную с миграцией фаций, от инъекционной седиментации и учитывать возможную изменчивость литофаций в разных частях седиментационных циклов.

На второй стадии для выбранных разрезов составляются графики смещения литофаций по методу прямоугольной системы координат. Роль вертикальной оси играет разрез со слоями («делениями») определённого фациального состава. На горизонтальной оси размечаются литофации в их реконструированном порядке. Далее проводится сопоставление кривых с целью выявления устойчиво повторяющихся регрессивных и трансгрессивных пиков и отбраковка явлений, связанных с инъекционной седиментацией или фациальными мутациями. На третьей стадии проводится интерпретация циклических последовательностей, направленная на выявление циклических систем разного порядка.

2. РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ

Ордовикская последовательность Балтоскандии образована 19-ю горизонтами (рис.), из которых хуннебергский и биллингенский в России объединены в латорпский горизонт (сохранены в качестве подгоризонтов), а идаввереский и йыхвиский за пределами России объединены в хальялаский. Горизонты первоначально были выделены по комплексам марофауны; с 70-х г.г. XX века трассирование границ горизонтов и их частей базируется на микрофауне (конодонты, хитинозои).

В приглинтовой полосе России и Эстонии развиты отложения пакерортского-ухакусского горизонтов (нижний и средний ордовик); основание карбонатной серии проходит внутри латорпского горизонта несколько выше подошвы его верхнего подгоризонта (биллигена) (рис. 4.1).

Пакерортский горизонт отвечает конодонтовым зонам *proavus* (верхний кембрий, низы разреза), *lindstroemi* и *angulatus*. Нижняя граница представляет собой поверхность несогласия. В районе глинта основными литотипами являются «оболовые» песчаники и перекрывающие их чёрные «диктионемовые» аргиллиты. Южнее пакерортский горизонт приобретает исключительно песчаный состав и выклинивается в 20-50 км к югу от глинта (Попов и др., 1989). Ранее к пакерортскому горизонту относились также «оболовые» песчаники и глины, развитые в южной части Ленинградской области, на севере Псковской и Новгородской областей (Мокриенко, 1966ф; Селиванова, 1963ф, 1966ф; Саммет, 1977ф; Шмаенок, 1967). Ныне можно считать установленным, что данные отложения палеонтологически и литологически отвечают верхне-кембрийской петсериской свите, имеющей непрерывное распространение от южной Эстонии и Латвии (Каяк, 1967) до юго-восточной окраины Ленинградской области (Попов и др., 1989). Данная свита литологически отличается от пакерортских отложений присутствием тёмно-серых песчанистых глин, которые занимают различный объём свиты, от почти полного в Порховской скважине (543-562 м) до пластов мощностью до 2-10 м (скв. Красный Ударник, Будогошь) или тонких прослоев в верхней части (скв. Старая Русса, Сольцы).

Варангуский и латорпский горизонты отвечают, соответственно, зоне *deltifer* и зонам *proteus*, *elegans* и *evae*. Первые три зоны сложены ультра-конденсированным, маломощным комплексом глауконитовых песчаников, расчленение которых возможно лишь по конодонтам и, в некоторой мере, по фосфатным брахиоподам. Комплекс состоит из назиевской (варангу) и леэтсеской свит (латорп) с несогласными нижними границами. Верхняя зона сложена биокластическими известняками пачки «дикари» (нижняя часть волховской свиты).

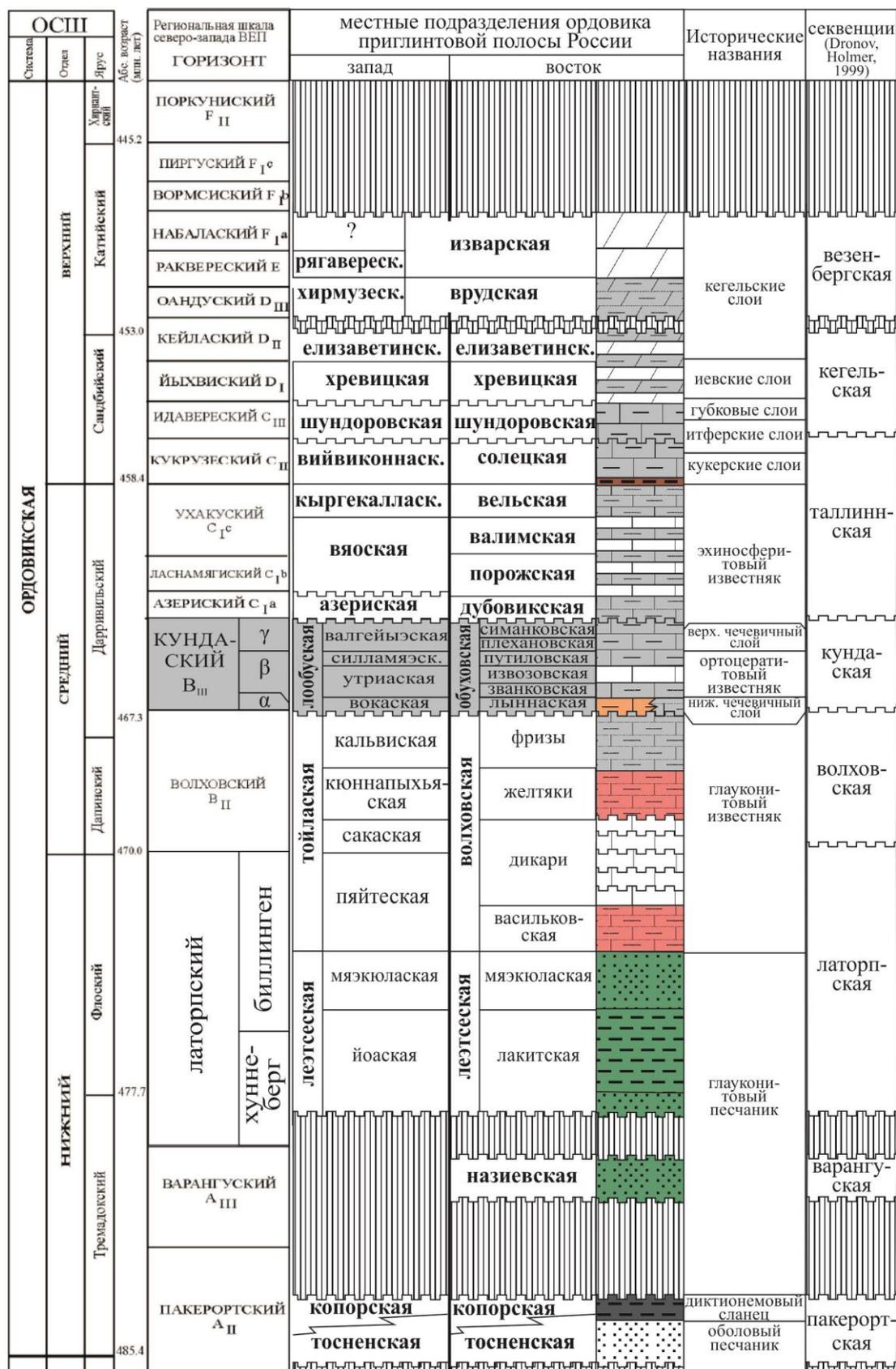


Рис. 4.1. Стратиграфическая схема ордовика приглинтовой полосы России (Решения, 1987; Дронов, ...; Искюль, 2015 и настоящая работа).

Волховский горизонт отвечает конодонтовым зонам *triangularis-navis*, *originalis*, *parva* и *norrlandicus*. Нижняя граница горизонта маркирована примечательной поверхностью с глауконитовыми сверлениями *Gastrochaenolites oelandicus*, которая прослеживается почти на тысячу км вдоль Балтийско-Ладожского глинта от р. Сясь до о. Эланд. Данная поверхность известна у плитоломов разных стран под собственными названиями - «Стекло» (Россия), «Püstakkiht» (Эстония) и «Blomiga Bladet» (Швеция). Совместно с подстилающей зоной *evae* данный интервал представлен хорошо узнаваемым комплексом отложений, в схеме Ф.Б. Шмидта обозначенным как «глауконитовый известняк» (Schmidt, 1897). В зависимости от мощности и литологического характера «глауконитовый известняк» может быть отнесён к тойлаской или волховской свитам. Однако, вне зависимости от наименования в той или иной литостратиграфической схеме, этот интервал повсеместно узнаётся благодаря максимальному содержанию глауконита и трёхчленному строению. Сравнительно мощная (>3 м, до 9 м) *волховская свита* распространена в приглинтовой полосе Ленинградской области, где разделяется на три, реже четыре, пачки по окраске, структуре и характеру напластования (Ламанский, 1905; Решения, 1987; Дронов и др., 199; Дронов, Фёдоров 1995; Фёдоров, 2003). Пачка «рухляки» локально развита в ряде пунктов российского глинта (р. Назия-р. Лава) и сложена в различной степени глинистыми и песчанистыми известняками-мадстоунами, обычно пестроокрашенными, с частыми прослойками таких же глин. Пачка «дикари» представлена 11 пластами строительных известняков, грубослоистых, биокластовых (грейнстоун-вакстоун), с многочисленным глауконитом и поверхностями перерыва. Из них к латорпскому горизонту относятся нижние четыре. Пачка «желтяки» сложена пестроокрашенными (красными, жёлтыми) глинистыми известняками с подчинёнными тонкими прослоями сходно окрашенных глин. Окраска частично обусловлена импрегнацией многочисленных поверхностей перерыва. Зёрна глауконита единичны. Преобладают структуры биокластового вакстоуна и мадстоуна. Пачка «фризы» сложена зеленовато-серыми биокластовыми известняками (пакстоунами, вакстоунами), с прослоями сходно окрашенных глин между пластами глинистых разностей; повсеместно частый глауконит. *Тойлаская свита* сокращёна по мощности (<3 м), распространена на территории Эстонии (Орвику, 1958) и основной части Ленинградской области к югу от приглинтовой полосы. В разрезе свиты могут быть выделены стратиграфические аналоги пачек волховской свиты, имеющие здесь одинаково карбонатный состав, биокластовое сложение и содержащие многочисленные поверхности перерыва и глауконит. Прослойки глин, как правило, отсутствуют.

Кундаский горизонт, являющийся предметом изучения в данной работе, сопоставляется с глобальными граптолитовыми зонами *Undulograptus austrodentatus* (верхняя часть, В_{IIIα}) и *Holmograptus lentus* (В_{IIIβ}), *Nicholsonograptus fasciculatus* (В_{IIIγ}) (Nölvak et al, 2006), определяющими его принадлежность к дарривильскому ярусу МСШ и верхнему аренигу – нижнему лланвирну Британской шкалы. В Ленинградской области он отвечает конодонтовым зонам *variabilis*, *crassus*, *pseudoplanus* (Толмачёва, 2013). Местное биозональное расчленение традиционно проводится по азафидным трилобитам (Schmidt, 1897; Ламанский, 1905; Балашова, Балашов, 1958; Иванцов, 1998, 2003). После В.В.Ламанского (1905) в составе кундаского горизонта выделяются три подгоризонта (В_{IIIα}, В_{IIIβ} и В_{IIIγ}). Подгоризонт В_{IIIα} целиком отвечает зоне *Asaphus expansus*, подгоризонт В_{IIIβ} – зоне *A. raniceps/A. striatus*. Подгоризонт В_{IIIγ} на Ладожском глинте расчленён А.Ю. Иванцовым (1997, 2003) на три зоны: 1) *A. minor/A. pachyophthalmus*, 2) *A. sulevi/A. ingrianus*, 3) *A. laevissimus*. В Эстонии в объёме подгоризонта выделяется зона *Megistaspidella obtusicauda-M. gigas*.

Нижняя граница горизонта проводится по подошве трилобитовой зоны *Asaphus expansus* (Ламанский, 1905; «Решения...», 1987; Иванцов, 1990, Нильсен), с которой на северо-западе России совпадает подошва конодонтовой зоны *Lenodus variabilis* (Толмачёва, 2013). В разрезах Балтийско-Ладожского глинта этот уровень маркирован фосфатизированной поверхностью перерыва (Орвику, 1958, Иванцов, 1990, 1998), облик которой меняется от хардграунда на большей части площади до фирмграунда на востоке глинта (р.р. Волхов и Сясь). Здесь эта поверхность обозначается индексом Кп-1. В северной Эстонии и Ленинградской области «ядром» горизонта выступает ортоцератитовый (эндоцератитовый, вагинатовый) известняк Ф.Б. Шмидта (Schmidt, 1897), прослеживающийся вдоль Балтийско-Ладожского глинта на расстояние более 400 км от р. Лава до г. Таллинн. «Ортоцератитовый известняк» представляет собой массивный сероцветный известняковый интервал, заключающий обильные остатки прямых наутилоидей и ограниченный сверху и снизу т.н. «чечевичными слоями». Последние представляют собой маломощные пачки, в различной степени обогащённые гётитовыми оолитами чечевичеобразной формы и псевдо-оолитами по крупным биокластам. Автором ныне принятого названия является американский геолог Раймонд (Raymond, 1916), обозначивший эндоцератитовые известняки совместно с ограничивающими их «чечевичными слоями» как *Kunda formation* (по г. Кунда в северной Эстонии). В современном объёме горизонт впервые выделен В.В. Ламанским (1901, 1905) под названием «азафоваго подъяруса».

Специфику горизонта составляют эндоцератоидеи и гастроподы, остатки которых впервые появляются на данной территории в массовом количестве. Первые представлены родами *Dideroceras*, *Proterovaginoceras*, *Cyclendoceras*, вторые – видами *Pararaphistoma qualteriatum* Schlotheim, *Lesuerilla helix* Koken и др. Существенно обновляется состав трилобитового комплекса. Рода *Asaphus* и *Iliaenus*, появившиеся в верхней части волховского горизонта (Впг), с нижней части кундаского горизонта демонстрируют активную диверсификацию.

Азериский горизонт отвечает конодонтовой зоне *suecicus* (Толмачёва, 2013) и серии местных азафидных зон *heckeri*, *kotlukovi-punctatus*, *intermedius-kowalewskii* (Иванцов, 1997). Выделен Беккером (Bekker, 1922) для обозначения верхнего «оолитового слоя» Ф.Б. Шмидта (Schmidt, 1897), в настоящем объёме введён К. Орвику (Orviku, 1927). Нижняя граница маркирована выдержанной поверхностью перерыва, которая прослеживается вдоль глинта от о. Эланд до р. Волхов (обозначена здесь индексом As-1). Впервые данная поверхность установлена в разрезах Эстонии К. Орвику между «зоной оолитов» (верхний «чечевичный слой») и «зоной с *Echinosphaerites*» (Orviku, 1940a). Много позже она была прослежена от восточной Эстонии до крайнего востока глинта в Ленинградской области (Иванцов, 1997). Непосредственно ниже неё многочисленны кундаские трилобиты узкого вертикального распространения *Asaphus laevissimus* F. Schmidt, выше – появляются характерные азериские виды *Asaphus heckeri* Ivantsov, *Echinosphaerites aurantium infra* Hecker, *Christiania oblonga* Pander, *Panderites imbrex* Sok.

В составе горизонта выделяются латерально граничащие дубовикская и азериская свиты. Дубовикская свита сложена глинистыми известняками со структурой биокластового вакстоуна-мадстоуна, в отдельных интервалах – с тонкими, неконтрастно выраженными пропластками мергеля. Мощность свиты составляет 8-8.7 м на востоке глинта и уменьшается к западу (до 6 м) и югу (до 4 м и менее). При уменьшении мощности данного интервала до 3 м (скв. Лисино-10, Грязно, Сиверская) можно, по-видимому, уже говорить об азериской свите – значительно более карбонатной (особенно в нижней части), с частыми поверхностями перерыва, структурой вакстоуна/пакстоуна и гётитовыми псевдо-оолитами.

Ласнамягиский горизонт отвечает конодонтовым зонам *foliaceus* и *lindstroemi* (Толмачёва, 2013), цефалоподовой *Orthoceras regulare* (Решения., 1987) и трилобитовой *Asaphus bottnicus-Iliaenus schroeteri* (Ivantsov, 2003). Нижняя граница ласнамягиского горизонта в обнажениях маркирована исчезновением обильной азериской фауны азафин и илленид и появлением ласнамягиских видов *Pseudobasilicus lawrowi* Schmidt, *Asaphus bottnicus* Jaanusson, *Iliaenus schroeteri* Schlotheim. Также к данным отложениям

приурочена акме-зона *Cristiania oblonga* Pander. Всеми объёму ласнамягиского горизонта отвечает порожская свита (7-8 м) светлых средне- и толстоплитчатых биокластических известняков, сравнительно чистых, с подчинёнными прослоями более глинистых разностей. По известнякам часто развивается пестроцветная доломитизация. Известняки порожской свиты контрастируют своей твёрдостью и чистотой с глинистыми известняками подстилающей дубовикской свитой, что делает границу этих свит важным литостратиграфическим маркером. Последняя расположена несколько ниже подошвы ласнамягиского горизонта. В нескольких сантиметрах ниже кровли дубовикской свиты лежит тонкий (1-2 см) темпеститовый слой тёмно-серого грейн-пакстоуна со слабой градиционной сортировкой. В таком сочетании (граница свит + «событийный» слой) данный уровень прослеживается на всём протяжении российской части глинта (Волхов, Лава, Нижняя, Вильповицы) и к югу от него (скважины Кемполово, Шёлково, Рукулицы, Лисино, Парицы). При этом мощность «событийного» слоя заметно возрастает к западу, до 3 см в карьере Вильповицы. В целом, при отсутствии биостратиграфических данных подошва ласнамягиского горизонта должна проводиться несколько выше подошвы порожской свиты.

Ухакусский горизонт отвечает верхней части конодонтовой зоны *lindstroemi* и нижней части зоны *prevariabilis* (Толмачёва, 2013), цефалоподовой *Lituites lituus* (Решения..., 1987). Трилобитовая зональность включает две зоны – зону *Xenasaphus* для нижней части горизонта (Ivantsov, 2003), зону *Chasmops odini odini* для верхней части (Решения...1987). Нижняя, сравнительно карбонатная часть горизонта сложена валимкой свитой с чередованием более мощных пачек глинистых известняков и подчинённых пачек сравнительно чистых, толстослоистых известняков. 0.5-2.2 м. Основная часть горизонта представлена вельской свитой, сложенной дециметровым чередованием глинистых известняков/мергелей и пластов более чистых известняков, общей мощностью от 7.2 м (Ижорское плато) и более (Волховское плато). На большей части рассматриваемой территории верхняя граница горизонта располагается в подошве промпачки горючих сланцев-кукерситов или её непромышленных флангов.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОБАССЕЙНА

Современное геологическое положение. Рассматриваемая территория административно относится к южной части Ленинградской, северу Псковской и Новгородской областей России, а также к уезду Иду-Вирумаа восточной Эстонии. Развитые здесь нижнепалеозойские отложения входят в состав каледонского яруса плитного комплекса ВЕП, который формирует отчётливо выраженную Прибалтийско-Ладожскую моноклираль со слабым падением на ЮЮВ (12-15').

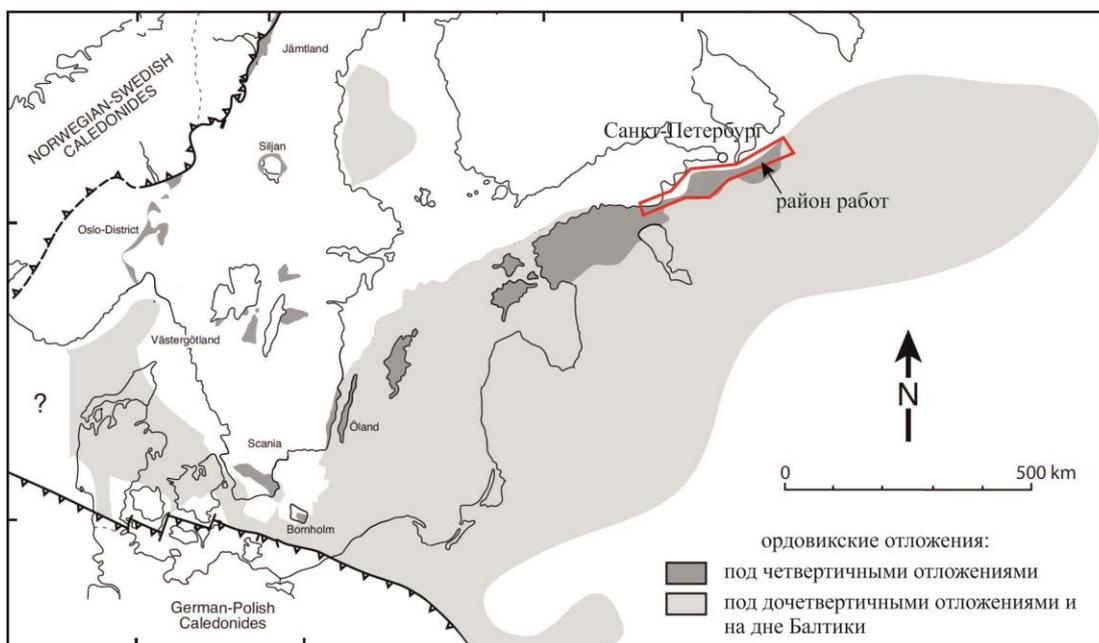


Рис. 1.1. Распространение ордовика на северо-западе Восточно-Европейской платформы (Jaanusson, 1976, 1982 с дополнениями Nielsen, 1995, Stouge, 2004).

Ордовикские отложения выходят на поверхность и под четвертичные отложения в северной Эстонии и южной части Ленинградской области, формируя платообразные, хорошо дренируемые возвышенности – Пандивере (Эстония), Ижорскую (запад ЛО) и Волховскую (восток ЛО), представляющие собой фрагменты до-голоценовой поверхности выравнивания.

С севера распространение ордовикских пород ограничено денудационным уступом Балтийско-Ладожского глинта (БЛГ), прорезанным многочисленными каньями рек с естественными обнажениями. БЛГ, выработанный в кембрийско-ордовикских отложениях, протягивается субширотно от р. Сясь на востоке до о. Осмусаар на западе и

затем по дну Балтийского моря уходит на юг к о. Эланд. Ордовикские отложения, без сомнения, первоначально распространялись далеко на север от современного глинта, о чём говорят их находки в виде импактных брекчий в астроблемах материковой Финляндии (Uutela, 1999). Описываемые в данной работе разрезы среднего ордовика приурочены к российской и восточно-эстонской частям БЛГ.

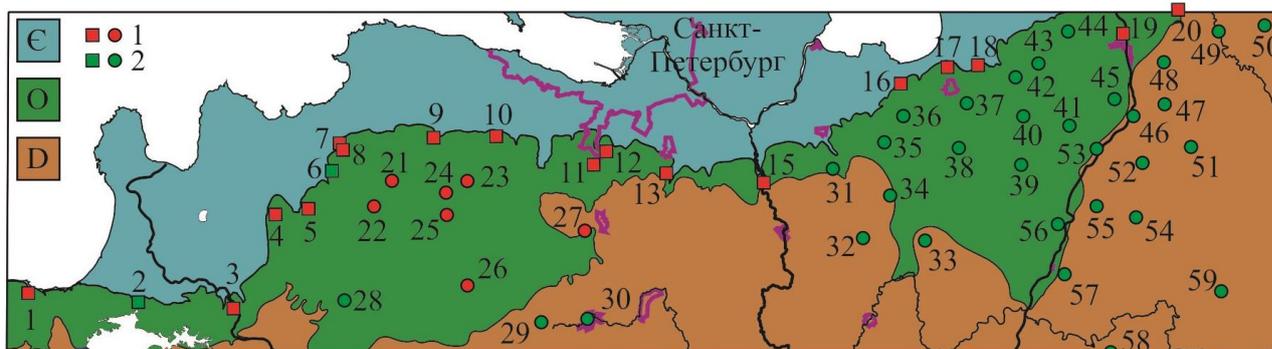


Рис. 1.2. Разрезы кундаского горизонта в приглинтовой полосе России и восточной Эстонии. 1 – обнажения и скважины, изученные автором. 2 – обнажения и скважины по фондовым и литературным данным. Номера обнажений: 1) р. Сытке, 2) р. Нарва, 3) р. Луга, 4) Котлы, 5) р. Сума, 6) р. Ламошка, 7) Широково, 8) Копорье, 9) Рудица, 10) Вильповицы, 11) Нижняя, 12) Кирхгоф, 13) Поповка, 14) Ижора, 15) Саблино, 16) Путилово, 17) Лава, 18) Канцы, 19) Волхов, 20) Лынна. Номера скважин – 21) Тяглино-35, 22) Рукулицы-29, 23) Клясино-67, 24) Щелково-57, 25) Кемполово-60, 26) Лисино-10, 27) Парицы, 28) Хотыницы-, 29) Грязно-, 30) Сиверская, 31) Лезье-229, 32) Костово-321, 33) Кондуня-344, 34)-336, 35) Долгое-271, 36) Марково-260, 37) Назия-284, 38) Назия-291, 39) Оломна-296, 40) Влоя-294, 41) Хотово-117, 42) Тобино-157, 43) Новый Быт-149, 44) Кути-39, 45) Маршагино-127, 46) Бережки-135, 47) Теребонижье-132, 48) Раменье-81, 49) Хвалово-99, 50) Старково-107, 51) Верховина-144, 52) Заречье-139, 53) Черенцово-121, 54) Иконово-180, 55) Рысино-165, 56) Андреево-171, 57) Кириши-197, 58) Будогощь-4, 59) Крапивно-218.

Характеристика палеобассейна. Балтоскандинавский эпиконтинентальный палеобассейн в среднем ордовике занимал часть северной Европы площадью более 1.5 млн. км² – от Норвегии до Вологды и от шведского Емтланда до северной Белоруссии. На большей части этой территории ордовикские отложения перекрывают кембрий со стратиграфическим несогласием и лишь в разрезах относительно глубокого шельфа (грабен Осло – северная Польша) наблюдается согласная граница. С позднего тремадока – раннего флю палеобассейн представлял собой «кальцитовое» море с нетропической

карбонатной седиментацией, скорости которой – первые мм/тыс. лет – приближались к «абиссальным» (Jaanusson, 1973). Известковые осадки сформированы за счёт накопления карбонатных скелетов нормально-морской фауны, их дезинтеграции консументами и сверлильщиками до песчаной и иловой фракций и перераспределения детрита волнами и течениями. За счёт гидродинамической дифференциации осадков терригенный материал алевритового и пелитового размера в смеси с карбонатным илом выносился из мелководных обстановок и концентрировался в более глубоководных участках бассейна.

Известняки состоят из первично-кальцитовых биокластов, в первую очередь, иглокожих и остракод, в меньшей степени - трилобитов, мшанок и брахиопод. Однако, существенным должен был быть также вклад организмов с арагонитовым скелетом, таких как моллюски (гастроподы, пелециподы, цефалоподы) и зелёные водоросли (рецептакулиты). Арагонитовые раковины обычно встречаются в ордовикских известняках в виде слепков и отпечатков из-за повышенной растворимости на стадии захоронения, изредка – в перекристаллизованном виде. Растворённый CaCO_3 таких раковин должен был повышать степень насыщения поровых вод по карбонату и влиять на скорости цементации осадка. Достоверных свидетельств о морском растворении кальцитовых биокластов у автора нет. Среднеордовикские известняки характеризуются гетерозоановым составом биокластов, отсутствием «багамитовых» элементов в мелководных фациях и сильной стратиграфической конденсацией не только биокластовых, но и существенно илистых разностей (Jaanusson, 1973; Дронов, 2000). Такой «нетропический» облик карбонатных отложений хорошо согласуется с палеомагнитными данными, согласно которым Балтика располагалась в умеренных широтах (Cocks & Torsvik, 2002, 2005). Этими признаками среднеордовикские карбонаты отличаются, в частности, от верхнеордовикских (катийских), представляющих собой типичные «тропические» фации.

В условиях низкопродуктивной «карбонатной фабрики» сравнительно чистые карбонатные осадки, формировавшиеся за счёт разрушения раковин, могли накапливаться лишь на фоне весьма слабого поступления терригенного материала (в основном, алеврито-пелитового) с низких массивов суши – Финского и Белорусского. Выдержанность литостратиграфических единиц на десятки и сотни километров вдоль и вкrest фациальных поясов указывает на весьма пологую топографию морского дна (Мянниль, 1966). Однако, на этом фоне наблюдаются также узкие зоны с резким увеличением градиента фациальных изменений, вероятно, соответствующие швам блоков фундамента.

Структурно-фациальная зональность. Основы представлений о фациальной зональности палеобассейна были заложены Р.М. Мяннилем (1966) и В. Яануссоном

(Jaanusson, 1973, 1976, 1982). Мяннилем был выделен ряд циркумбассейновых фациальных поясов, которые чётко отличались друг от друга фаунистически и, во многих случаях, литологически: 1) *мелководный* – сероцветные биокластовые известняки с зёрнами глауконита и остатками наутилоидей (Эстонская и Литовская зоны), 2) *переходный* – красноцветные глинистые известняки, мергели и глины (Шведско-Латвийская зона), 3) *глубоководный* – серые иловые известняки и чёрные сланцы (Сконенская и Ослоская зоны). Схема Мянниля является структурно-фациальной, т.к. при её составлении использованы, в первую очередь, данные по мощности и литофациальному составу стратиграфических подразделений. Позднее Яануссон (Jaanusson, 1973, 1976) предложил схему конфациальных поясов, которые в основной части палеобассейна практически идентичны зонам Мянниля, однако, имеют, прежде всего, биофациальное содержание. Яануссон указывал, что смежные конфации отличаются составом фауны даже тогда, когда они трудно разделимы в плане литофаций (Jaanusson, 1982).

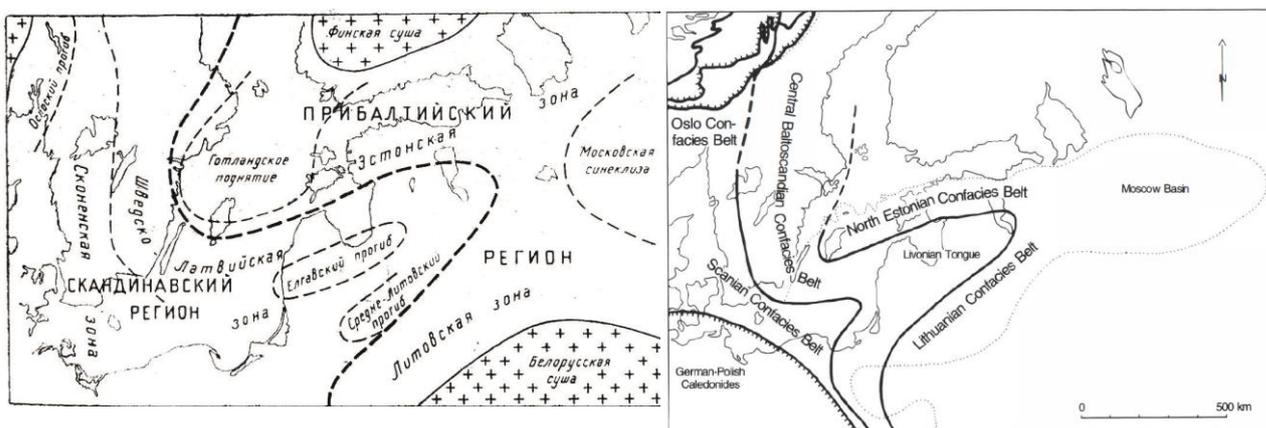


Рис. 1.4. Слева: схема фациальных зон и палеоструктур Р.М. Мянниля (1966). Справа: схема конфациальных поясов Яануссона (Jaanusson, 1976, с дополнением Nielsen, 1995).

С появлением новых данных появляется возможность несколько иначе взглянуть на крупную литофациальную зональность палеобассейна, а следовательно – и на структурно-фациальное районирование (рис. 1.5). В нижнем-среднем ордовике автор выделяет три макрофации: мелководную карбонатную, переходную глинисто-карбонатную и глубоководную глинистую (сланцевую), причём во всех из них могут наблюдаться как красно-, так и сероцветные отложения (характеристика макрофаций приведена в главе 8). Красноцветность сама по себе не является показателем глубоководности, а отражает палеогидрохимические особенности обстановок, расположенных на периферии бассейна – в створе океана Торнквиста. Нужно отметить, что, хотя Р.М. Мянниль считал красноцветные фации более глубоководными, чем сероцветные фации Прибалтийского

региона, он отмечал, что в отдельных случаях они, возможно, формировались на сходных глубинах (стр. 36). По распределению макрофаций в нижнем-среднем ордовике выделены структурно-фациальные зоны (далее СФЗ) 1-го и 2-го порядка, которые отвечают тектоническим элементам различного ранга. К СФЗ 1-го порядка относятся Балтийская, Белорусская, Балто-Московская и Скандинавская. К СФЗ 2-го порядка относятся Готланд-Финская, Северо-Польская, Эстонская, Шведская, Ботническая, Сконенская, Елгавская, Крестцовская, Волховская. По сравнению с предыдущими схемами, принципиально новыми элементами в схеме являются Ботническая и Волховская СФЗ. Район Финской суши, Готландской банки и Северо-Польское поднятие объединены в Балтийскую СФЗ. Шведско-Латвийская зона разделена на две изолированные СФЗ – Шведскую и Латвийскую.

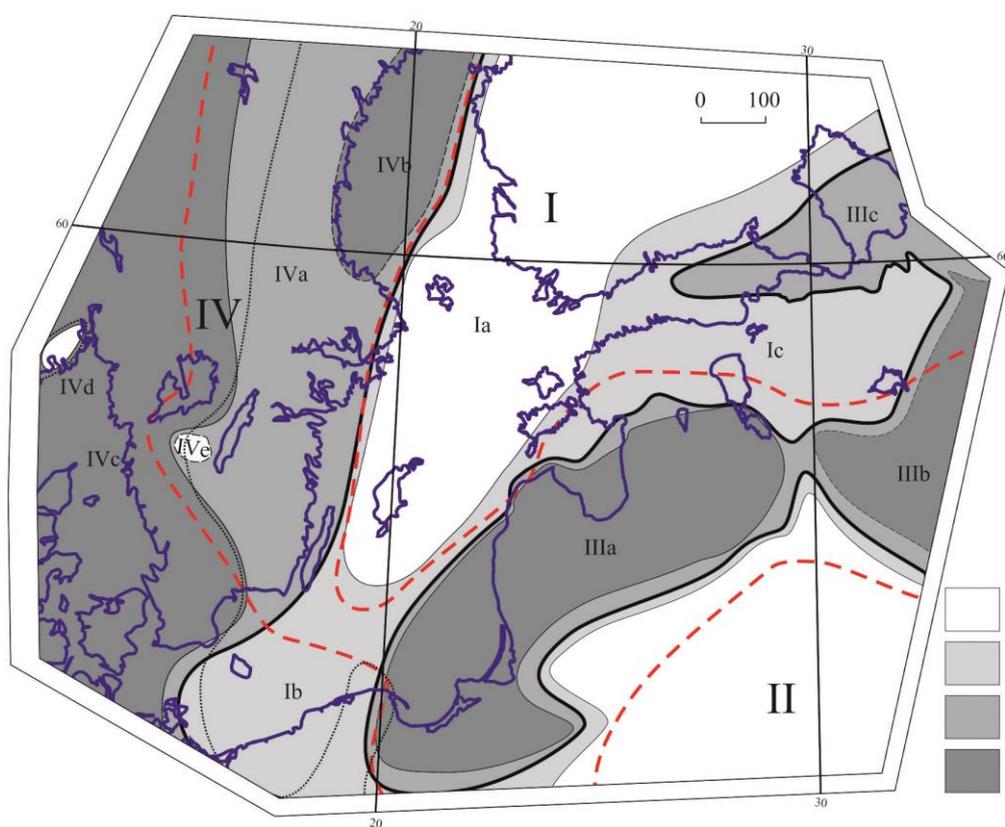


Рис. 1.5. Структурно-фациальные зоны в позднем дапинге – раннем дарривиле (по рис. 11.3). 1-суша, 2-мелководный шельф, 3- глубоководный шельф, 4-иловые впадины. I – Балтийская СФЗ(II) в составе Готланд-Финской (Ia), Северо-Польской (Ib) и Эстонской (Ic) зон. II – Белорусская СФЗ(I). III – Балто-Московская СФЗ(I) в составе Прибалтийской (IIIa), Крестцовской (IIIb) и Волховской (IIIc) зон. IV – Скандинавская СФЗ(I) в составе Шведской(IVa), Ботнической (IVb), Сконенской(IVc) зон, поднятия Телемарк (IVd) и Торбьонторп (IVe). Красный пунктир - красноцветы волхова, чёрный пунктир – черные сланцы биллингена.

Балтийская СФЗ(1) (палеоантеклиза) выделяется как обширная область отсутствия среднего-верхнего кембрия и отсутствия/редукции пакерортского-азерского горизонтов ордовика. Она отчётливо вытянута с ССВ на ЮЮЗ, протягиваясь от материковой Финляндии через котловину Балтийского моря. Наиболее возвышенная северная часть антеклизы (её «ядро») выделяется как Готланд-Финский свод, который на схеме Мянниля (1966) рассматривался как отдельные Финская суша и Готландская банка. После обнаружения вендских, кембрийских и ордовикских отложений в метеоритных кратерах материковой Финляндии (Uutela, 2001) между этими областями может быть найдено больше сходства, чем различия. Можно утверждать, что в пределах Готланд-Финского свода фундамент был полностью перекрыт осадочным чехлом рифея (локально), венда, нижнего и даже среднего кембрия. Эти отложения установлены в виде заполнения шести астроблем и серии кластических даек на территории материковой Финляндии, в астроблеме Лумпарн на Аландских островах, а также в виде крупных полей в акватории Ботнического и Финского заливов, Ботнического и Балтийского морей (Paulamäki & Kuivamäki, 2006). Свидетельством отсутствия площадного размыва пород фундамента в раннем палеозое является высокозрелый мономинеральный кварцевый состав песчаных отложений кембрия и раннего ордовика по всей Балтоскандии. Локальное обогащение полевошпатовым компонентом русловых песков новолуцкой пачки (средний кембрий; Попов и др. 1989) может являться признаком речного вреза в докембрийские кластолиты материковой Финляндии. Для Готланд-Финского свода характерны длительные периоды отсутствия седиментации, которые, по-видимому, имели разную длительность в сводовой части и на периферии. Так, на юго-западе свода, в кратере Лумпарн, присутствуют только сильно конденсированные отложения ласнамягиского-идавереского горизонтов и раквереского-набалаского (?) горизонтов. Сходные датировки по акритархам получены для импактных брекчий кратеров Каррикоселькя и Лаппаярви в материковой Финляндии (Uutela, 2001). На юге свода (о. Готланд) седиментация началась уже в кундаское время (Мянниль, 1966).

По периферии свода располагаются конденсированные разрезы нижнего-среднего ордовика с выпадением отдельных стратиграфических интервалов. Такие разрезы, в частности, развиты в пределах двух крупных палеоподнятий, причлняющихся к своду с юга и востока и отвечающих Северо-Польской и Эстонской СФЗ(II). Таким образом, Балтийская палеоантеклиза с её мелководными флангами предстаёт как обширный седиментационный барьер, разделявший относительно глубоководные бассейны западной и восточной Балтоскандии.

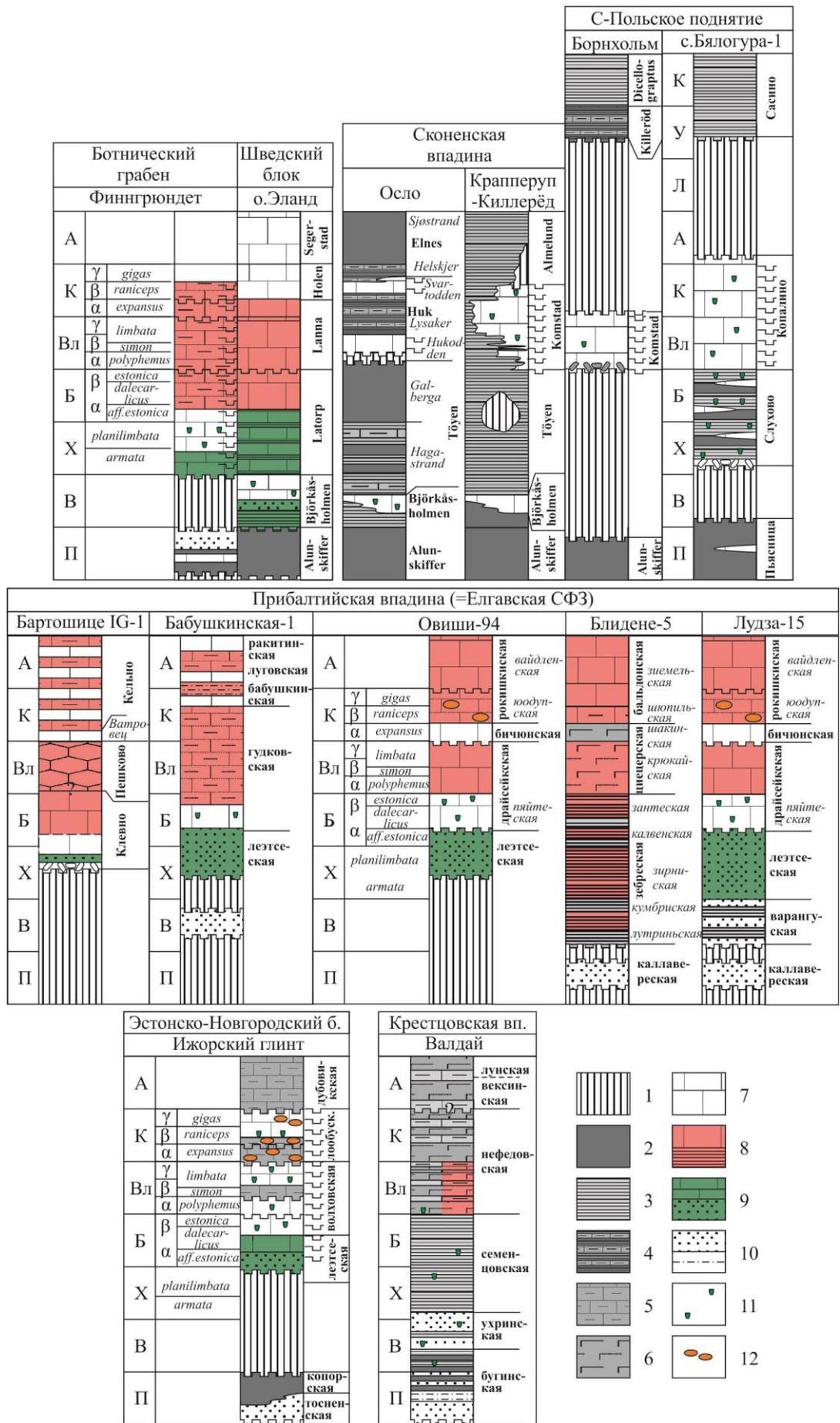


Рис. 1.6. Типовые разрезы нижнего и среднего ордовика Балтоскандии.

Северо-Польское поднятие на схеме Р.М. Мянниля (1966) ограничено с севера глубоким участком бассейна; мы же здесь предлагаем иную трактовку, которая кажется более вероятной в контексте распределения мощностей и фаций – соединение Северо-Польского поднятия и Готланд-Финского свода. На о. Борнхольм практически полностью выпадает весь нижний и средний ордовик за исключением двух интервалов – верхов кварцевых сланцев Alunskiffer (пакерортский горизонт) и известняка Комстад (волховский и нижняя часть кундаского горизонтов). Сходное строение разрезов наблюдается в скважине Бялогура-1, но после-пакерортский hiatus был короче. Карбонатные фации конденсированы, изобилуют поверхностями перерыва с гематитовой, пиритовой и фосфатной импрегнацией. К основаниям комплексов, разделённых длительными перерывами, приурочены внутриформационные конгломераты.

Эстонская СФЗ(II) (=палеоподнятия) выделяется как область распространения мелководно-конденсированных разрезов нижнего-среднего ордовика, протягивающаяся субширотно от западной Эстонии до Новгорода. На своде наблюдается выпадение базальных горизонтов ордовика – пакерортского и варангуского.

Белорусская палеоантеклиз оконтуривается по резко сокращенным разрезам нижнего и среднего ордовика, сложенным мелководными фациями – кварцевыми и глауконитовыми песками (в нижнем ордовике) и биокластическими известняками с глауконитом и обильными поверхностями перерыва (в среднем ордовике) (Мянниль, 1966). Характерно выпадение базальных горизонтов ордовика – пакерортского, варангуского и хуннебергского. В волховско-кундаское время область мелководных разрезов по периферии антеклизы была обширнее, чем в верхнем ордовике, т.к. Средне-Литовский прогиб ещё не был сформирован.

Балтийско-Московская палеосинеклиз выделена здесь вместо отдельных Балтийской и Московской синеклиз. Это обусловлено появлением новых данных, в свете которых вся восточная Балтоскандия в среднем ордовике предстаёт как система трёх палеопрогибов (Прибалтийского, Валдайского и Волховского, не считая более восточных), разделённых Эстонским палеоподнятием.

Контуры, стратиграфия и фации Латвийской СФЗ (II) рассмотрены в работах Мянниля (1966; = Прибалтийская впадина) и Ульст и др. (1980). Прибалтийская впадина начала прогибаться в варангуско-волховское время, став ареной накопления мощных толщ красно- и сероцветных глин, с волховского времени – мергелей, с кундаского – известняков. Кундаско-азериский этап оценивается как регрессивный с сокращением мощностей литостратонов вверх и возрастанием карбонатности. Можно утверждать, что в раннем и среднем ордовике прогиб был изолирован от черносланцевой Сконенской СФЗ

Северо-Польским поднятием, т.к. однотипная глинистая седиментация в этих депрессиях протекала в условиях различной степени аэрации. В Сконенской СФЗ условия колебались от аноксинных до дизоксинных (Owen et al., 1990; Modlinski, Szymanski, 1997), тогда как в Прибалтийском прогибе мощные толщи варангуско-биллингенских глин формировались в обстановках с нормальной аэрацией (Мянниль, 1966; Ульст и др., 1980).

Волховская СФЗ(II) отвечает гипотетическому палеопрогибу, от которого сохранился лишь южный склон, ориентированный примерно параллельно современному глинту и характеризующийся возрастанием к северу (т.е. к глинту) мощности, глубоководности и стратиграфической полноты ордовикских отложений (см. главу 10). Расположение осевой части и северного склона реконструировать невозможно из-за палеозойско-кайнозойской денудации ордовикских отложений к северу от глинта.

Валдайская СФЗ(II) (=палеопрогиб) выделяется условно для обозначения западной части Московской синеклизы. Разрез известен по редким опорным скважинам, пройденным с неполным отбором керна (Крестцы, Валдай) в 50-х г.г. XX в. Зона представляет собой депрессию с глубоководной глинисто-карбонатной седиментацией. Предполагается, что область прогибания и её очертания были унаследованы от рифейского Среднерусского авлакогена, располагающегося в осевой части Московской СФЗ (Дмитровская, Хераскова, 1998). Волховско-азериский интервал представлен здесь мощной толщей (~60 м в скв. Порхов) серо- и пестроцветных глинистых известняков с пропластками мергелей и глин.

Скандинавская СФЗ(I), вероятно, представляла собой аналогичную палеосинеклизу, включавшую серию отрицательных (прогибы, впадины) и положительных структур. Точно оконтурить их невозможно из-за спорадичности сохранившихся ордовикских отложений.

Ботническая СФЗ (II) отвечает Южно-Ботническому подводному району, оконтурена условно. Сохранившаяся часть последовательности, охватывающая интервал от пакерортского горизонта до зоны *Asaphus «raniceps»* кундаского горизонта, известна по скважине Финнгрюндет (Tjernvik, 1982). Спецификой зоны являются значительные мощности биллингенского (3.3 м), волховского (19.0 м) горизонтов, а также подгоризонтов В_{III}α (6.7 м) и В_{III}β (14.0) кундаского горизонта; все указанные интервалы представлены красноцветными глинистыми известняками с обильными поверхностями перерыва. Также обращает на себя внимание регрессивная последовательность в пакерортском горизонте, где диктионемовые аргиллиты сменяются оболочными песчаниками (а не наоборот, как на эстонско-русском глинте), за которыми следует хиатус с выпадением позднего тремадока.

Шведская СФЗ (II), смежная с Ботнической СФЗ, характеризуется редуцированным разрезом волховского (5-6 м) и кундаского горизонтов, которые также сложены красноцветными глинистыми известняками (свиты Ланна и Холен). В сторону Сконенской СФЗ (II) мощность отложений отчётливо увеличивается; граница между этими СФЗ может быть установлена лишь между озёрами Веттерн и Венерн, где мощность волховских отложений возрастает с 6-6,5 м (Скулторп и др.) до более чем 20 м (карьер Гюльхоген). Рельеф СФЗ был осложнён локальными поднятиями, одно из которых было расположено в районе д. Торбьёторп и занимало площадь в первые десятки километров. В карьере, расположенном в 1.5-2 км севернее, фиксируется выпадение хуннебергского-низов кундаского горизонта. Рядом фиксируются резко сокращённые разрезы этого интервала (карьер Улторп).

Сконенская СФЗ (II) отличается преобладанием глинистой седиментации на всём протяжении нижнего и среднего ордовика. Характерны сланцевые и сланцево-известняковые свиты и пачки; чисто карбонатные пачки имеют подчинённое значение.

4. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРАТИГРАФИИ КУНДАСКОГО ГОРИЗОНТА

Стратиграфия ордовика восточной Балтоскандии разрабатывается более двух столетий. Начало данным исследованиям положила в 1819 г. работа Странгвейса, в которой приведено первое схематическое описание ордовикских отложений глинта. Последующие годы XIX века ознаменовались появлением описательных палеонтологических работ (Фольборг, Эйхвальд, Пандер, Шмидт), первых стратиграфических схем (Бок, 1869, F. Schmidt, 1881, 1897) и геологических карт (Куторга, Гельмерсен, Вернейль). С этого времени появляются традиционные для прибалтийского ордовика наименования стратиграфических подразделений: «глауконитовый песчаник», «глауконитовый», «ортоцератитовый» и «эхиносферитовый» известняки (рис. 4.1).

Основоположником стратиграфической схемы ордовика Прибалтики по праву считается Ф.Б.Шмидт, в монографии которого «Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten...» прибалтийский «нижний силур» был расчленён на пять групп слоев (Schichtengruppe) - A, B, C, D, E, F (F. Schmidt, 1881). Рассматриваемые здесь отложения вошли в состав групп «B» и «C»:

- 1) «глауконитовый известняк» B_{II} (=волховская свита волховского горизонта)
- 2) «вагинатовый известняк» B_{III} (=кундаский горизонт)
- 3) «эхиносферитовый известняк» C_I (=дубовикская, порожская и валимская свиты).

Позднее (F. Schmidt, 1897) были выделены подъярусы B_{IIa} (Planilimbatakalk) и B_{IIb} (Expansuskalk), B_{IIIa} (нижний чечевичный слой) и B_{IIIb} (собственно вагинатовый известняк), C_{Ia} (верхний чечевичный слой) и C_{Ib} (собственно эхиносферитовый известняк).

Схема Ф.Б.Шмидта была детализирована В.В. Ламанским (1901, 1905), уточнившим вертикальное распространение азафидных и мегистаспидных трилобитов. Ламанский пришёл к выводу о принадлежности Expansuskalk к вагинатовому подъярусу и предложил иное расчленение яруса «B». Так, подъярус B_{IIa} (Planilimbatakalk), характеризующийся широким распространением трилобитов *Megalaspis* (*Megistaspis*) был выделен в самостоятельный «мегаласписовый ярус» B_{II} , состоящий из трех «горизонтов» (в современном понимании - комплексных биостратиграфических зон):

- B_{IIa} (горизонт *Megalaspis planilimbata*, *Megalaspis limbata* и *Asaphus priscus*) – «дикари»
- B_{IIb} (горизонт *Asaphus broeggeri* и *Onchometopus volborthi*) – «желтяки»
- B_{IIc} (горизонт *Asaphus lepidurus* и *Megalaspis gibba*) – «фризы»

Отложения между «мегаласписовым ярусом» и подъярусом C_1 , в которых резко снижалось значение мегистаспид, были объединены в азафовый подъярус V_{III} , состоящий из трех горизонтов: 1) V_{IIIa} или горизонт *Asaphus expansus*, 2) V_{IIIb} или горизонт *Asaphus raniceps*, 3) $V_{IIIγ}$ или горизонт *Asaphus eichwaldi* и *Ptychopyge globifrons*.

В стратиграфической схеме Ламанского впервые проступают будущие волховский (V_{II}) и кундаский (V_{III}) горизонты. Границы подъярусов V_{II} и V_{III} проводились по биостратиграфическому принципу, хотя объемы «горизонтов» были более или менее привязаны к литостратиграфическим единицам разреза. Однако, Ламанский не избежал ошибки Шмидта и тоже считал, что V_{IIIa} выклинивается западнее р. Лава. Схема Ламанского использована во время первой систематической геологической съемки (одноверстной) окрестностей г. Ленинграда, проводимой в период 1925-1932 гг. сотрудниками Геологического Комитета: М. Э. Янишевским, Б.П. Асаткиным, Е. М. Люткевичем, К. Д. Глинкой, А. В. Фаасом, В. А. Котлуковым, А. Ф. Лесниковой и др.

Американские геологи П. Раймонд и В. Твенхофел в 1916 г посетили северо-запад России, Эстонию и Скандинавию с целью сопоставления развитых здесь кембрийских отложений с их аналогами в Северной Америке. Раймонд использовал в своей работе схему Ф.Б. Шмидта, заменив литостратиграфические названия ярусов географическими. Он обозначил ярус А как «Pakerort formation» подъярусы V_I и V_{II} как «Walchow formation», подъярус V_{III} – как «Kunda formation», «верхний чечевичный слой» и нижнюю часть эхиносферитового известняка – как «Duboviki formation» (Raymond, 1916) (табл.). Также он впервые подразделил ордовикские отложения на три отдела (нижний, средний, верхний), близко соответствующие современным отделам ордовика Северной Америки. На территории Ленинградской области «Kunda formation» Раймонда в дальнейшем превратилась в кундаские слои Б.С.Соколова (1951), кундаский горизонт Т.Н. Алиховой (1953, 1957, 1960) и обуховский горизонт Е. А. Балашовой и З. Г. Балашова (1959) в объеме П. Раймонда.

Беккер (Bekker, 1921) ввёл термин «горизонт» для ярусов Ф.Б. Шмидта и привёл их названия в соответствие с эстонской топонимикой того времени (Bekker, 1922, 1925). В стратиграфическую схему Эстонии он ввёл азериский горизонт для обозначения верхнего «чечевичного слоя». Новое подразделение было шире по объёму современного азериского горизонта и включало также кундаскую часть «слоя».

В дальнейшем понимание объёма кундаского горизонта в России и Эстонии оказалось различным. Ленинградские геологи (Лесникова, 1923; Балашова, Балашов, 1959) следовали литостратиграфической традиции Ф.Б. Шмидта и проводили верхнюю границу горизонта по подошве «верхнего оолитового слоя». Е.А. Балашова и З.Г.Балашов (1959)

считали, что в восточной части Ленинградской области на этом уровне наблюдается перерыв и выпадение верхней части кундаских отложений (с *Megistaspidella gigas* Angelin и *M. obtusicauda* Bohlin), а также связанное с этим определённое обновление фауны. Такое понимание объёма кундаского горизонта отражено в унифицированной схеме ордовикских отложений Русской платформы 1962 г. (Решения..., 1967). Однако, как замечено Р.М. Мяннилем (1963), отсутствие данных мегистаспид западнее р. Лопухинка обусловлено биофациальными причинами, причём в разрезах продолжают встречаться синхронные им виды, в частности, азафидных и илленидных трилобитов (см. также Иванцов, 2003; Искюль, 2015). Можно добавить, что подошва «верхнего оолитового слоя» представляет собой диахронный уровень, который местами (карьер Путилово) может действительно совпадать с одной из поверхностей перерыва, которые столь многочисленны в кундаских отложениях. Однако, это скорее исключение, чем правило.

Эстонские геологи, работавшие после Беккера, следовали биостратиграфической традиции В.В. Ламанского и проводили верхнюю границу в 1.5-5 м выше, чем ленинградские – по кровле слоев с *Asaphus eichwaldi*. Так, Орвику (Orviku, 1929) установил, что в восточной Эстонии нижняя часть «верхнего оолитового слоя», отделённая от вышележащих (азерских) отложений поверхностью перерыва, содержит типично кундаскую фауну наутилоидей, трилобитов (в т.ч. мегистаспид) и брахиопод. Эта часть «слоя», позже названная им напаской пачкой, замещается по латерали валгейбьэской пачкой (Орвику, 1960а), «в принадлежности которой к вагинатовому известняку никто никогда не сомневался» (Мянниль, 1963, стр. 7). На р. Волхов в «верхнем оолитовом слое» и в 3,3 м выше него Л.И. Сарвом был обнаружен типично кундаский комплекс остракод, а в самом «слое» Р.М. Мяннилем – типично кундаский комплекс макрофауны, включая мегистаспид. Отсюда был сделан вывод о принадлежности нижней части т.н. «волховстройской толщи» по, крайне мере, на мощность 3,3 м в кундаскому горизонту (Мянниль, 1963). Однако, результаты данных исследований были проигнорированы ленинградскими геологами, продолжавшими опираться на «Решения..., 1967» (Алихова, 1969, 1997; Селиванова, 1971).

К. Орвику (1958, 1960, а,б) детально изучил литостратиграфию волховского, кундаского и азерского горизонтов в обнажениях эстонского глинта. Основными стратиграфическими единицами в предложенной им схеме впервые становятся пачки, которые далее стали использоваться и для расчленения других горизонтов ордовика Эстонии. Кундаский горизонт восточной Эстонии (Пада-Нарва) был подразделён Орвику на падаскую, вокаскую, утриаскую, валгейбьэскую и напаскую пачки. Нижние две пачки отвечают нижнему «оолитовому слою», две средние – «вагинатовому» известняку,

верхняя – верхнему «оолитовому слою». Нужно заметить, что пачки над-вокасского интервала кундаского горизонта трудно рассматривать как естественные литостратоны, так как их границы проходят внутри литологически однородных интервалов, а сами пачки (точнее, валгейызская пачка) литологической однородностью не отличаются. Границы пачек над-вокасского интервала V_{III} маркированы исчезновением макроскопического глауконита (утриаская/валгейызская пачки) или появлением гётитовых оолитов (валгейызская/напаская пачки), что является малозначимыми литологическими признаками, в случае с оолитами – с явным возрастным скольжением.

В Ленинградской области эхиносферитовый известняк (C_I) был разделен А.Ф. Лесниковой на 6 горизонтов, из которых нижняя в какой-то степени соответствует отвечает части современного кундаского горизонта (перечень даётся по Янишевскому, 1931):

1) Горизонт с *Asaphus eichwaldi* F. Schmidt и *A. laevissimus* F. Schmidt с редкими *A. cornutus* Pander и *A. cornutus* Pander var. (слой a_1 Янишевского, ныне – верхи кундаского горизонта).

2) Горизонт с *A. cornutus* Pander. (слой $a+b$ Геккера).

3) Горизонт с *A. cornutus* var. (форма, имеющая сходство с *A. latus*), *A. latus* Pander, *A. kowalewskii* Lawrov (слои c, d, e Геккера)

4) Горизонт с *A. latus* Pander и *A. kowalewskii* Lawrov (слои g, h, i Геккера).

Данные отложения были объединены Лесниковой в волховстройский горизонт (1933, рукопись), а затем включены Т.Н. Алиховой () в виде подгоризонта в таллинский горизонт с сохранением объема.

Н.В. Искюль и С.С. Кузнецов (1962) привели схематичное описание 23 обнажений кембро-ордовикских пород в каньоне р. Лава. В пограничной части современных волховского и кундаского горизонтов ими были диагностированы слои с *Asaphus expansus* («лавский горизонт»). Сопоставление описаний обнажений № 1, 10, 16 и 17 с нашими данными позволяет понять, что в состав лавского горизонта были включены не только основная часть слоёв с *Asaphus expansus*, но и часть подстилающих слоёв с *A. lepidurus* (волховский горизонт). То, что *Asaphus expansus* на р. Лава происходит из известняка с гётитовыми оолитами, осталось незамеченным современниками (например, Мянниль, 1966; Селиванова 1970), в работах которых «нижний чечевичный слой» по-прежнему относился целиком к слоям с *Asaphus raniceps*; слои с *Asaphus expansus*, по их мнению, западнее р. Лава выклинивались.

В «Решениях Межведомственного стратиграфического комитета по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы» (1987) стратиграфическая схема ордовика Ленинградской области была заметно изменена. В качестве региональной была принята

схема Эстонии 1976 г. В ней вместо таллиннского горизонта выделены азерский, ласнамягиский и ухакусский горизонты, а объём кундаского горизонта расширен вверх за счёт слоёв с *Asaphus eichwaldi* (слой а₁ Р.Ф. Геккера). Впервые предложено литостратиграфическое расчленение кундаского горизонта Ленинградской области. На западную часть области были распространены эстонские литостратоны – силлаоруская, лообуская и кандлеская свиты (Манниль и Рьымусокс, 1984). Лообуская свита разделена на утриаскую, валгейгэскую пачки К. Орвику (1960). Для «приглинтовой» части в объёме кундаского горизонта была выделены обуховская свита в составе трёх подсвит (в объёме подгоризонтов В_{IIIα}, В_{IIIβ} и В_{IIIγ}) и четырёх пачек (рис. 4.1). Нужно заметить, что из 10 карбонатных свит ордовика ЛО, девять не имели ни описанных, ни изображённых, ни даже точно указанных стратотипов, а одна (грязновская) выделена в скважине и описана в отчёте по геологической съёмке, т.е. не по правилам Стратиграфического Кодекса. Позже лектостратотипы волховской, обуховской, симанковской, дубовикской, порожской и валимской свит, а также синявинской пачки были описаны А.Ю. Иванцовым. Остальные литостратоны, строго говоря, остаются невалидными.

А. Ю. Иванцов (1990, 1993, 2003) произвёл ревизию таксономического состава и стратиграфического распространения азафидных трилобитов в интервале волховского-ласнамягиского горизонтов. Им уточнена и детализирована шкала местных трилобитовых зон, определены интервалы распространения видов-индексов и сопутствующих форм, созданы предпосылки для дальнейшей детализации шкалы. Впервые за 200-летний период изучения были опубликованы изображения разрезов указанных горизонтов по р. Волхов с указанием фактического распространения зональных и сопутствующих видов, ряд из которых оказался примечательно узким (*A. laevissimus*, *Xenasaphus delfinus*).

Стратиграфия кундаского горизонта в работах А.Ю. Иванцова существенно изменена и дополнена по сравнению с предыдущими исследователями. Кундаский горизонт был разделён А.Ю. Иванцовым на пять зон по азафидным трилобитам: *expansus*, *raniceps-striatus*, *minor-pachyophthalmus*, *sulevi-ingrians*, *laevissimus*, которые позволяют проводить детальную корреляцию разрезов, по крайней мере, в южном Приладожье. В нижней части горизонта А.Ю. Иванцовым установлено непрерывное распространение зоны *Asaphus expansus*, которой западнее р. Волхов соответствует нижняя (основная) часть «нижнего чечевичного слоя». Подошва последнего, таким образом, оказывается диахронной. На границе зон *expansus* и *raniceps* им установлена поверхность перерыва, имеющая значительное распространение. В ряде пунктов глинта в кровле волховского горизонта (т.е. под собственно нижним «чечевичным слоем») им был обнаружен слой известняка, также обогащенный гётитовыми псевдоолитами («вильповицкий слой»;

Иванцов, 2003). Границы кундаского горизонта были сопоставлены с региональными поверхностями перерыва, ранее не известными в разрезах российской части глинта.

А.Т. Нильсеном (Nielsen, 2004) в падаской пачке Эстонии были обнаружены остатки *Asaphus expansus*, что говорит о её кундаском возрасте. Отсюда следует, что «вильповицкий слой» не является стратиграфическим аналогом падаской пачки.

А.В. Дроновым (Дронов, 1997; Dronov & Holmer, 1999) ордовикские отложения Балтоскандии расчленены на 10 осадочных секвенций, интерпретированных как циклы третьего порядка относительного изменения уровня моря, каждый продолжительностью от 4-5 до 9-10 млн. лет. Кундаский горизонт интерпретирован как кундаская секвенция, включающая проградационный тракт низкого стояния (нижний «оолитовый слой» и его стратиграфические аналоги), ретроградационный трансгрессивный тракт («ортоцератитовый известняк») и слабо проградационный тракт высокого стояния (верхний «оолитовый слой» и его стратиграфические аналоги).

Рассмуссен с соавторами (Rasmussen et al. 2008) представили экостратиграфическую схему расчленения кундаского горизонта северной Эстонии и Ленинградской области по брахиоподам. Работы проводились на разрезах р.р. Лынна и Лава (Vшa и нижняя часть Vшб), карьера Путилово (почти весь горизонт), глинта у Сака и Харку (Vшa и нижняя часть Vшб). С использованием кластерного анализа и смещённого анализа соответствий ими были выделены пять основных брахиоподовых сообществ: мелководное сообщество *Lycophoria*, переходное сообщество *Gonambonites* и два глубоководных сообщества *Orthis callactis* (мягкий субстрат) и *Orthambonites* (твёрдый субстрат). По рекуррентной смене сообществ в разрезах авторами были выделены циклы затопления-обмеления 3-го и 4-го порядков; кундаская секвенция была интерпретирована ими, соответственно, как цикл 2-го порядка. Отмечено, что, во-первых, циклы третьего порядка обычно имеют продолжительность около 0,5-3 млн лет, так что осадочные секвенции Дронова и Холмера следует отнести к циклам более высокого ранга. Во-вторых, в условиях холодноводного эпиконтинентального Балтоскандинавского бассейна с экстремально низкими скоростями седиментации не было стадий, на которых было бы исчерпано пространство аккомодации, т.е. не могут идентифицированы проградационные ТНС и ТВС. Более целесообразно выделять трансгрессивно-регрессивные секвенции только с двумя трактами – трансгрессивным и регрессивным (cf. Embry, 1993, 2002). Критические замечания к данной работе приведены в главе «Циклостратиграфия».

А.В. Зайцевым (2006, 2008) проведён литологический и литофациальный анализ биллингенско-азерских отложений эстонско-русского глинта. В составе кундаского горизонта были выделены 8 микрофаций, различающихся, главным образом,

соотношением типов биокластов, аутигенных минералов и, в меньшей степени, микроструктурами. Микрофации занимают крупные интервалы разреза, сопоставимые с пачками. Проведено разделение поверхностей перерыва на синседиментационные и раннедиагенетические (твёрдое дно, мягкое дно) и позднедиагенетические (флазерные текстуры, стилолиты, глинистые прослои).

Автором настоящей работы с 1997 г. проводятся исследования стратиграфии, литологии и седиментологии кундаского горизонта, включающие послойные описания обнажений, сбор руководящих комплексов органических остатков, фациальный и фациально-циклический анализы. По результатам корреляции разрезов «нижнего оолитового слоя» и его латеральных аналогов без оолитов в данном интервале были установлены два пакета парасеквенций – ретроградационный и проградационный, разделённые резко выраженной поверхностью затопления (2004). Первому отвечает кундаская часть хамонтовской пачки А.Ю. Иванцова, второму – остальная часть интервала. В данной работе эта схема пересмотрена, однако наличие резкой поверхности затопления в кровле хамонтовской пачки не вызывает сомнений. В качестве парасеквенций проградационного пакета в нижнем «оолитовом слое» были выделены три пачки, разделённые поверхностями перерыва и характеризующиеся попачечным увеличением размера оолитов вверх. На границах средней и верхней пачек была установлена смена видов илленидных трилобитов и подвидов *Asaphus expansus*. Был сделан ряд выводов, позднее отвергнутых: 1) о выклинивании ретроградационного пакета к западу от р. Волхов и о приуроченности «слоя» только к проградационному пакету; 2) о стратиграфическом соответствии кровли «слоя» на р. Лава и р. Волхов.

К 2014 г. завершено послойное описание опорного разреза кундаского горизонта по р. Лава, впервые выполненное без пробелов и с детальной попластовой фиксацией литологических признаков (Искуль, 2015). Автор отказался от свитного деления и сделал пачки основными литостратиграфическими единицами; впервые выделены путиловская и плехановская пачки и расширен вверх объём утриаской пачки. Кратко рассмотрены основные литологические особенности пород – фосфатизированные поверхности перерыва, доломитизация по ихнофоссилиям и др. Констатировано фациальное замещение «верхнего оолитового слоя» более карбонатными эндоцератитовыми известняками. Выделены и охарактеризованы 9 опорных литостратиграфических и 11 биостратиграфических (азафидные и илленидные трилобиты) уровней и интервалов. В дополнение к трилобитовой стратиграфии А.Ю. Иванцова (1997) предложено расчленение кундаского горизонта по илленидным трилобитам на четыре зоны: *Iliaenus sarsi*, *Ill. incisus*, *Ill. aduncus*, *Ill. laticlavus*.

5. ТИПЫ РАЗРЕЗА И ЛИТОСТРАТОНЫ КУНДАСКОГО ГОРИЗОНТА

Литостратиграфия кундаского горизонта, как и большинства других горизонтов ордовика северо-запада России, разработана слабо. Вплоть до 1984 г. в составе горизонта выделяли лишь два подразделения – «нижний чечевичный слой» и «ортоцератитовый известняк». Лишь в схеме Н.В. Искюль и С.С. Кузнецова (1962) последний был подразделён на слои: надчечевичные (над нижним «чечевичным слоем»), собственно ортоцератитовые и подчечевичные (под верхним «чечевичным слоем»); однако, применения эта схема не получила. На настоящий момент существуют две литостратиграфические схемы кундаского горизонта (Решения..., 1987; Иванцов, Мельникова, 1998), общими чертами которых являются отсутствие чётких диагнозов литостратонов и выбором в качестве границ литологически мало значимых уровней. Примером проблем первого рода является вопрос разделения синхронных лообуской и обуховской свит. Лообуская свита в «Решениях..., 1987» выделена для северной Эстонии и запада Ленинградской области, обуховская – для приглинтовой полосы¹ и юга Ленинградской области, Псковской и Новгородской областей. Диагнозы свит практически одинаковы – эндоцератитовые и доломитизированные известняки с глауконитом (пачки утриа и валгейыэ), в верхней части с гётитовыми оолитами (напая свита на западе, синявинская пачка на востоке). Между тем, изучение стратотипических разрезов лообуской свиты (северная Эстония) и лектостратотипа обуховской свиты (р. Волхов) обнаруживает яркие различия между этими стратонами. Лообуская свита мощностью 7-7,5 м представлена известняками эндоцератитовыми, слабogliнистыми и чистыми, в различной степени доломитизированными, массивно-плитчатыми, с большим количеством фосфатных поверхностей перерыва, с примесью глауконита. Иными словами, она вполне соответствует своему диагнозу в «Решениях..., 1987». Такое строение типично для кундаского горизонта большей части Ленинградской области, севера Псковской и Новгородской областей. Напротив, обуховская свита в стратотипе имеет мощность в два раза большую (15,5 м) и сложена совсем другими литотипами – глинистыми и мергелистыми тонкослоистыми известняками с частыми прослоями глин и мергелей. В типичном виде обуховская свита может быть выделена лишь на крайнем северо-востоке глинта (р.р. Волхов, Сясь), где вместо утриаской и валгейыэской пачек должны быть выделены другие подразделения.

Примером неудачного выбора границ литостратонов является валгейыэская пачка лообуской свиты. Её нижняя граница проходит по уровню исчезновения

¹ Заметим, что противопоставление «запада Ленинградской области» и «приглинтовой полосы» не совсем корректно, т.к. глинт протягивается через всю Ленинградскую область.

макроскопического глауконита, заключённому внутри массивных эндоцератитовых известняков зоны *raniceps-striatus*. Верхняя граница имеет «плавающий» характер и проходит внутри такого же массивного интервала подзоны *minor* (Ладожский глинт) или зоны *Megistaspidella gigas* (Эстонский глинт) по диахронной подошве верхнего «чечевичного слоя». Обе границы не связаны с изменениями литологических особенностей, имеющих генетическое значение для ордовикских отложений – структурно-вещественных и текстурных. При этом внутри валгейзской пачки заключён литологически контрастный интервал с переслаиванием глинистых известняков и мергелей/глин, обладающий чёткими границами. Таким образом, валгейзская пачка в её традиционном объёме явно противоречит принципу литолого-фациальной целостности стратонов.

Учитывая вышеизложенное, в литостратиграфическую схему кундаского горизонта Эстонии и Ленинградской области внесены изменения. В приглинтовой полосе России и в восточной Эстонии наблюдаются два типа разрезов кундаского горизонта: карбонатный на западе (Тойла – Тосна), и глинисто-карбонатный на востоке (Путилово-Лынна) со своими наборами литостратонов.

Разрезы глинисто-карбонатного типа в пределах Ленинградской области развиты на ограниченной территории – на северо-восточной оконечности глинта и на 20-30 км южнее него. На поверхность данные отложения выходят в нижнем течении р.р. Волхов, Лынна и Сясь; обнажения по р. Волхов являются стратотипическими для обуховской свиты, слагающей весь объём горизонта. Обуховская свита мощностью 15,8 м на р. Волхов (до 18 м в скв. Дяглево) сложена тонкослоистыми сильноглинистыми известняками с прослоями глин и мергелей. В составе свиты выделяются хамонтовская, лыннская, сяськая, званковская, извозовская, путиловская, плехановская и симанковская пачки.

Хамонтовская пачка (Иванцов, Мельникова, 1998; Искюль, 2004) – известняки средне- и слабоалевроглинистые, биокласто-микроспаритовые, с обильной примесью глауконита и частыми сиреневыми диастемами б-типа, слагающие верхнюю половину первого «белого слоя» В.В. Ламанского (1905). В подошве пачка ограничена региональной поверхностью перерыва Кп-1, имеющей здесь облик фирмграунда с сиреневой гематит-фосфатной импрегнацией.

Лыннская пачка (Мяги, 1984; Иванцов, Мельникова, 1998) сложена переслаиванием зеленовато- и лиловато-серых сильно-алевроглинистых известняков и глин. Известняки тонко-волнисто-слоистые (2-5 см), переходящие в линзовидно-комковатые, со структурой биокластового вакстоуна/мадстоуна. Глины по гранулометрическому составу представляют собой несортированные алевро-пелиты с содержанием биокластов 20-30%; мощность прослоев 1-6 см. Первоначально (Мяги, 1984) лыннская свита должна была

объединять литологически сходные отложения верхней части волховского (слои с *Asaphus lepidurus*) и нижней части кундаского (слои с *Asaphus expansus*) горизонтов Ладожского глинта. Впоследствии лыннская свита была ограничена своей кундаской частью (Иванцов, Мельникова, 1998). В данной работе свита понижена в ранге и из неё исключены карбонатные хамонтовская и сяская пачки.

Сяская пачка выделена здесь для восточной части приглинтовой полосы примерно от скв. Тобино до р. Лынна. Стратотип – обнажение Лынна-1 на левом берегу р. Лынна в 300 м выше устья. Пачка объединяет толстоплитчатые известняки пограничной части В_{IIIa} и В_{IIIб}, представленные как Fe-оолитовыми, так и «фоновыми» литотипами. Мощность пачки увеличивается с запада на восток от 0.4 м (скв. Тобино) до 1.12 м (р. Лынна). Порода с ГМК, представляющие восточное продолжение нижнего «чечевичного слоя», слагают пачку целиком между карьером Войбокало и р. Волхов (исключая эти крайние пункты) и её основную часть – на разрезах Волхов-1 и Лынна-2. Фоновые литотипы целиком слагают пачку в разрезе Лынна-1 и последние представлены светло-серыми и лиловато-серыми глинистыми известняками, толстоплитчатыми, с частыми фосфатными диастемами, в интервале В_{IIIб} – с примесью глауконита.

Званковская пачка выделена в данной работе. Стратотип – левый берег р. Волхов от п. Званка до автомоста у п. Плеханово. Сложена известняками сильно-алевроглинистыми, со структурой вакстоуна/мадстоуна, средне-волнисто-слоистыми (2-6 см), местами с частыми прослоями глин 1-2 см, с небольшой примесью мелкого глауконита. В нижней части пачка содержит *Asaphus raniceps* Dalman.

Извозовская пачка выделена в данной работе. Стратотип – левый берег р. Волхов от п. Званка до автомоста у п. Плеханово. Нижняя граница проходит по подошве слоя «нижние кости» (= второй белый слой В.В. Ламанского, 1905). Пачка имеет ритмичное строение с чередованием литослоёв двух типов: а) известняков относительно тонкослоистых, глинистых, со структурой вакстоуна/мадстоуна, с прослоями глин 1 см; б) известняков толстослоистых, слабogliнистых, твёрдых, со структурой пакстоуна/мадстоуна и даже пакстоуна. Данный интервал в полном объёме отвечает слоям с *Asaphus striatus*. Южнее и восточнее разрезов р.р. Волхов-1 и Лынна-2 (скв. Маршагино-127, Теробонжье-132, Старково-107 и др.) в интервале извозовской пачки появляются до 3-х прослоев пород с ГМК («чечевичных слоёв»).

Путиловская пачка (Искюль, 2015) сложена тонко-волнисто-слоистыми глинистыми известняками, в основной верхней части переслоенными пропластками глин до 1-3 см. Стратотип (карьер Путилово) относится к разрезам переходного типа. В стратотипе известняки сильно-алевроглинистые, биокласто-микроспаритовые, слои в той или иной

степени имеют линзовидно-комковатое строение. Мощность в стратотипе 0,9 м, восточнее возрастает до 1,1 м (р. Лава) и 1,3 м (р. Волхов). Пачка содержит фауну *Asaphus striatus* Voeck, *A. knyrkoi* F. Schmidt в основной части и *A. minor* F. Schmidt – в верхней. Границы пачки литологически резкие.

Плехановская пачка (Искюль, 2015) сложена относительно толстоплитчатыми и слабоглинистыми известняками с *Asaphus minor* F. Schmidt. Могут быть редкие и тонкие (не более 1 см) прослой глины. Известняки биокласто-микроспаритовые, вверх становятся менее глинистыми, что особенно заметно в «фоновых» фациях. Границы пачки резкие. Стратотип – левый берег р. Волхов ниже п. Плеханово. В стратотипе (1,2 м) и на разрезе Лава-23 (0,84 м) пачка сложена «фоновыми» известняками, меняющимися снизу вверх от сильно- до слабо-алевроглинистых. Местами верхняя часть пачки обогащается ГМК и несколько разглинивается (Лава-15, Путилово).

Симанковская пачка (Решения..., 1987) сложена сильно-алевроглинистыми и мергелистыми известняками с прослоями и пачками мергелей, в верхней части – с двумя более карбонатными (средне-алевроглинистыми) и толстослоистыми подпачками. Это наиболее мергелистая и наименее конденсированная часть кундаского горизонта, строение и мощность которой на р. Лава (4,9 м) и в стратотипических разрезах на р. Волхов (4,85 м) практически одинаковы. Нижняя граница литологически резкая, маркирована увеличением глинистости отложений, появлением более тонкослоистых текстур, исчезновением фосфатных поверхностей перерыва (Лава-23 и р. Волхов) или гётитовых оолитов (Лава-15). Верхняя граница проводится по гематит-фосфатному фирмграунду As-1, маркирующему границу кундаского и азериского горизонтов. В некоторых случаях отдельные интервалы симанковской пачки обогащаются ГМК и ещё более разглиниваются. Это отмечается в нижней части пачки (Путиловский карьер, Волхов-1), средней и верхней частях (скв. Тербонижье-132, М-294) и обычно сопровождается небольшой редукцией мощности.

Разрезы карбонатного типа стратиграфически конденсированы (6-7,2 м) и почти целиком сложены высоко карбонатными эндоцератитовыми известняками с обильными фосфатизированными поверхностями перерыва. Таков кундаский горизонт в восточной Эстонии, на большей части Ленинградской области, в северо-западной части Новгородской и северной части Псковской областей. Глинт восточной Эстонии является стратотипическим районом лообуской свиты, отвечающей всему объёму горизонта.

Распространение разрезов эстонского типа в западную часть Ленинградской области отмечалось эстонскими геологами [Мянниль, 1966; Мяги, 1984]. В «Решениях..., 1987» для разрезов запада Ленинградской области была принята эстонская

литостратиграфическая схема, в т.ч. силлаоруская и лообуская свита для кундаского горизонта. Однако, позднее у российских геологов (Иванцов, 2003; Дронов, 2000; Легенда..., 2015) вошло в практику относить все разрезы кундаского горизонта Ленинградской области к обуховской свите, с чем нельзя согласиться. Между западными и восточными разрезами Ленинградской области существуют очевидные различия в мощности и литологии и, в то же время, очевидное сходство первых с восточной Эстонией. В данной работе эта неточность исправлена и все разрезы кундаского горизонта карбонатного типа отнесены к лообуской свите.

Лообуская свита (Мянниль, Рыымусокс, 1984) первоначально выделена для обозначения эндоцератитовых известняков, не содержащих гётитовых оолитов. В данной работе в её состав включены также нижний «оолитовый слой» и кундаская часть верхнего «чечевичного слоя», вместе образующие генетически связанный комплекс отложений. Стратотип – каньон р. Лообу у водопада Йоавески. В состав свиты здесь включены пять пачек: падаская, вокаская, утриаская, силламяэская, валгейёская. Падаская и вокаская пачки отвечают «нижнему чечевичному слою» Ф.Б. Шмидта (1897). Над-вокаский интервал Вш в восточной Эстонии был расчленён К. Орвику на утриаскую, валгейёскую и напаскую пачки, границы которых маркированы исчезновением макроскопического глауконита (утриаская/валгейёская пачки) или появлением гётитовых оолитов (валгейёская/напаская пачки). Появление/исчезновение оолитов и глауконита сами по себе являются мало значимыми литологическими признаками. Основанием для выделения «естественных» литостратонов в ордовике Балтоскандии должно служить относительное единство слагающих их слоёв в плане микроструктур, содержания алевроито-глинистой примеси и характера напластования. Пачки К. Орвику трудно рассматривать как естественные литостратоны, так как их границы проходят внутри литологически однородных интервалов, а сами пачки (точнее, валгейёская пачка) литологической однородностью не отличаются. По результатам изучения разрезов кундаского горизонта глинта восточной Эстонии и Ленинградской области в схему литостратиграфического расчленения над-вокаского интервала кундаского горизонта были внесены следующие изменения:

1) Утриаская пачка выделена в расширенном объёме как нижний массивнослоистый и высоко карбонатный интервал эндоцератитовых известняков. Верхняя граница поднята на 0,4-0,7 м за счёт нижней части бывшей валгейёской пачки Орвику, не содержащей глауконита.

2) Силламяэская пачка (новое подразделение) выделено для средней части бывшей валгейгэской пачки Орвику, которая отличается сравнительно тонкослоистой текстурой, наличием прослоев глин (мергелей) и глинистых известняков.

3) Валгейггиская пачка принята как верхний массивнослоистый интервал лообуской свиты до хардграунда as-1. На участках глинта Убари-Котлы и Красное Село-скв. 229 верхняя часть пачки содержит Fe-оолиты и псевдо-оолиты («верхний чечевичный слой»).

Падаская пачка (Орвику, 1960) локально развита в подошве кундаского горизонта эстонской части глинта. В подошве и кровле пачка ограничена гётитовыми поверхностями перерыва. Пачка мощностью ~0,1 м сложена биокласто-микроспаритовым известняком с глауконитом и гётитовыми псевдо-оолитами. Кундаский возраст пачки предполагался Мяги (1984) на основании комплекса микрофоссилий и подтверждён Нильсеном (Nielsen, 2004) на основании находок трилобитов *Asaphus expansus*.

Вокаская пачка (Орвику, 1958) почти повсеместно развита в подошвенной части горизонта в эстонской и русской частях глинта. Подстиляется региональной поверхностью перерыва Кп-1, местами – падаской пачкой. Сложена глинистыми известняками с редкими тонкими пропластками глин и мергелей; от подошвы к кровле наблюдается увеличение размера и правильности гётитовых микроконкреций, от псевдооолитов в подошве до мелких (<1 мм) и крупных (до 2,5 мм) оолитов). Основная часть пачки принадлежит зоне *expansus-acuminatus*, верхняя – подошве зоны *raniceps-striatus* (Иванцов, 1990). Мощность пачки 0,25-0,5 м. По нашим данным, в составе вокаской пачки могут быть выделены три аллопачки, разделённые поверхностями перерыва с фосфатной импрегнацией: 1) с мелкими псевдооолитами и оолитами, 2) с оолитами средних размеров, 3) с наиболее крупными оолитами. Первые две аллопачки отвечают зоне *expansus-acuminatus*, третья – нижней части биослоёв с *Asaphus raniceps* (= лопухинская пачка А.Ю. Иванцова, 1990).

Утриаская пачка (Орвику, 1958; Искюль, 2015) сложена массивными, сравнительно чистыми эндоцератитовыми известняками, в нижней части часто доломитизированными, с многочисленными фосфатными поверхностями перерыва. Отвечают основной (средней) части зоны *raniceps-striatus*. Стратотип – обрыв глинта в районе д. Утрия, восточная Эстония. В 0,4-0,7 м ниже кровли макроскопический глауконит становится редким или даже исчезает. В северной Эстонии развиты почти чистые грубобиокластовые пакстоуны и грейнстоуны (2,9 м), в районе Копорья и восточнее преобладают слабо-алевроглинистые биокласто-микроспаритовые известняки (2,7 м). На отрезке глинта от Копорья до р. Лава в средней части пачки наблюдаются два слоя известняков с плотными и сортированными структурами пакстоуна и грейнстоуна, т.н. нижние и верхние «кости», которые переходят восточнее в состав обуховской свиты.

Силламяэская пачка выделена автором для обозначения средней, более глинистой и тонкослоистой, части валгейэской пачки К. Орвику. Стратотип – разрез по обоим берегам р. Сытке в 700 м ниже ж/д. моста у ст. Вайвара (у развалин хутора Калласвяля). Пачка сложена толсто- и среднеплитчатыми известняками с тонкими прослоями мергеля. В стратотипе в нижней части пачки преобладают известняки со структурой пакстоуна/грейнстоуна, в верхней трети пачки – средне-алевроглинистые биомикроспариты (0,65 м). В районе Копорья более половины пачки сложено средне-алевроглинистыми биомикроспаритами, подчинённо встречаются прослои слабо-алевроглинистого неплотного пакстоуна (0,52 м).

Валгейэская пачка (Орвику, 1958; Искюль, 2015). Сложена массивнослоистыми, относительно чистыми эндоцератитовыми известняками, аналогичными утриаской пачке, но без примеси макроскопического глауконита. Нижняя половина пачки выглядит как массивный пласт мощностью ~1,1 м, верхняя имеет толстоплитчатую отдельность. Верхняя граница совпадает с верхней границей горизонта и маркирована региональной поверхностью перерыва As-1. В восточной Эстонии пачка сложена доломитизированными биокластовыми пакстоунами с рассеянными гётитовыми псевдо-оолитами и обильными фосфатными и гётитовыми поверхностями перерыва (2,84 м). В районе Копорья пачка сложена слабо-алевроглинистыми биокласто-микроспаритовыми известняками (с редкими тонкими прослоями сильно-алевроглинистых разностей) и частыми фосфатными поверхностями перерыва (3,45 м). Появление в верхней части пачки гётитовых оолитов и псевдо-оолитов (верхний «оолитовый» слой) послужило основанием для её выделения в самостоятельные подразделения – напаскую пачку (Орвику, 1958) и кандлескую свиту (Мянниль, Рьымусокс, 1984). Однако, интервалы с гётитовыми микроконкрециями обладают изменчивыми границами и мало отличаются от вмещающих пород по литологическим особенностям. Выделение их в самостоятельные литостратоны лишь усложняет схему, не давая ничего взамен.

В разрезах переходного типа подгоризонты $V_{III\alpha}$ и $V_{III\beta}$ по мощности, строению и литологии аналогичны карбонатным, а подгоризонт $V_{III\gamma}$ – глинисто-карбонатным разрезам. Последовательность представлена вокаской, утриаской («карбонатные» литостратоны) путиловской, плехановской и симанковской («глинисто-карбонатные» литостратоны) пачками. Наблюдаются следующие отличия пачек от типовых разрезов:

1) Вокаская пачка имеет максимальные мощности – от 0,6 (Путилово) до 0,9 м (скв. Хотово-117).

2) Утриаская пачка содержит подчинённые прослои средне- и сильно-алевроглинистых известняков, мощность пачки 3,2 м (р. Лава).

3) Путиловская и плехановская пачки несколько сокращены по мощности; верхняя часть плехановской пачки в карьере Путилово (0.3 м) и в разрезе Лава-15 (0.5 м) сложены более глинистыми породами с ГМК. В разрезе Лава-23 (0.82 м) пачка сложена «фоновыми» известняками, меняющимися снизу вверх от сильно- до слабо-алевроглинистых.

6. ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ КУНДАСКОГО ГОРИЗОНТА ГЛИНТА СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ И ВОСТОЧНОЙ ЭСТОНИИ

В литературе отмечено более 25 разрезов кундаского горизонта в каньонах рек и карьерах, приуроченных к отрезку глинта Силламяэ-Сясь. Большинство из них не описаны в литературе или их описания схематичны, как, например, выходы кундаского горизонта на р. Поповка (Янишевский, 1932), р. Лава (Искюль, Кузнецов, 1962) или содержат неточности, как обнажения по р. Волхов (Селиванова, 1970). Относительно детальное описание разреза по р. Волхов приведено А.Ю. Иванцовым и Мельниковой (1998). Схематические (без литологической нагрузки, но с распределением трилобитов) колонки кундаского горизонта р.р. Нарва, Луга, Ламошка, Копорка, Поповка, Лава, Волхов, Лынна, карьеров Путилово и Войбокало приведены в монографиях А.Ю. Иванцова (Иванцов, 2003; Ivantsov, 2003). Однако, для реконструкции трансгрессивно-регрессивных событий в ордовике Балтоскандии требуется более высокий уровень детальности описания разрезов с фиксацией литофациальных изменений даже сантиметрового масштаба (Jaanusson, 1982). Особенно это касается разрезов карбонатного типа, в которых наблюдается сильная редукция многих трансгрессивных интервалов.

В данной работе впервые приводятся описания и детализированные колонки 15 разрезов кундаского горизонта в обнажениях глинта и в скважинах к югу от него. В приглинтовой полосе изучены 6 полных разрезов (р.р. Сытке, Копорка, Поповка, Лава, Волхов, карьер Путилово) и 5 неполных (карьеры Нижняя, Кирхгоф, Войбокало, р. Лынна-1,2). Также использованы данные по мощности, составу и строению горизонта в следующих обнажениях и мелких выходах без их детального описания: глинт у п. Тойла, руч. Лангевойя, р. Луга (Кингисепп), Котлы, Тюттицы, р. Ламошка, р. Лапухинка, карьер у д. Оржицы, р. Тосна, р. Ижора. Южнее глинта полные разрезы кундаского горизонта детально изучены в трёх скважинах (Парицы, Кемполово-60, Лисино) и ещё для пяти получены попачечные стратиграфические разбивки (скв. 29, 35, 57, 68). Основной единицей при описании разрезов является «литослой» – относительно маломощное, литологически обособленное тело, которое в зависимости от фациального состава может выглядеть как массивный пласт или многослойная пачка. Использование данного термина продиктовано желанием разделить понятия слоя как стратиграфической единицы и слоя как текстурного элемента осадочной толщи. Номер литослоя складывается из буквенного индекса (первая буква топонима типового разреза: В – Волхов и т.п.) и порядкового номера в стратиграфической последовательности.

6.1. ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫЕ РАЗРЕЗЫ, ВОЛХОВСКИЙ ПОДТИП

Распространены в северо-восточной части ордовикского поля – на отрезке глинта от скв. Кути-39 до р. Лынна и южнее него, до линии скв. Кути-39 – скв. Теробонижье-132. Кундаскому горизонту отвечает обуховская свита в составе хамонтовской, лыннской, сяськой, званковской, извозовской, путиловской, плехановской и симанковской пачек. Горизонт здесь обладает следующими особенностями:

- 1) мощности максимальны для приглинтовой полосы (12-18 м),
- 2) границы маркированы фирмграундами с гематит-фосфатной импрегнацией,
- 3) преобладающий макролитотип – тонкослоистые глинистые известняки-биомикроспариты с пропластками мергелей (до 1 см) и глин (1-3 см, до 6 см)
- 4) подгоризонт В_{IIIα} (и, местами, нижняя часть В_{IIIβ}) не содержит гётитовых оолитов.

Опорный разрез расположен на р. Волхов (буквенный индекс литослоёв «-В»). Стратотипические разрезы: р. Волхов (обуховская свита, званковская, извозовская, плехановская, симанковская пачки) и р. Лынна (хамонтовская, лыннская, сяськая пачки).

Река ЛЫННА. В устьевой части долины изучены два обнажения кундаского горизонта, расположенные на расстоянии 1,1 км по прямой. Разрез Лынна-1 расположен на левом берегу в 350 м выше устья и позволяет наблюдать интервал разреза от кровли «желтяков» волховского горизонта до подошвы извозовской пачки кундаского горизонта (т.е. до второго «белого слоя»). Здесь доступна для наблюдения нижняя граница кундаского горизонта, которая представлена фирмграундом Кп-1 с выдержанной сиреневой гематит-фосфатной импрегнацией (~1 см), «несглаженным неровным» рельефом (до 1 см) и осложняющими его редкими и неглубокими пост-омиссионными следами рытья диаметром 3-5 мм. Фирмграунд проходит примерно посередине «белого слоя» В.В. Ламанского (1905) – массивной известняковой плиты, выделяющейся уступом среди более глинистых и тонкослоистых отложений пограничной части В_{II}-В_{III}. Вскрываемая в данном обнажении нижняя часть кундаского горизонта (В_{IIIα} и нижняя часть В_{IIIβ}) имеет следующее строение.

Хамонтовская пачка (0,45 м) (= верхняя часть «белого слоя»)

1-В, карбонатный. Толстоплитчатый биокласто-микроспаритовый известняк с обильным мелким глауконитом, в нижней части (0,28 м) слабо-алевроглинистый, светло-серый и сиреневатый, с более тёмными серыми пятнами, обогащёнными глауконитом и доломитом (ходы талассиноидов). На фоне породы видны сиреневые пятна гематит-фосфатной импрегнации диазем. Встречаются крупные пигидии трилобитов, вложенные друг в друга и стоящие на «ребре». В верхней части (0,17 м) известняк сильно-алевроглинистый, состоит из трёх слоёв светло-серого цвета с сиреневатыми

мергелистыми контактами; зёрна глауконита редкие. Повсеместно – *Asaphus expansus* (с высоты 16 см и до кровли - *A.e. gracilis*).

Лынская пачка (2,25 м)

2-В, глинисто-карбонатный. Тонкое и среднее переслаивание глинистых известняков и глин. Слои известняка по 2-5 см, со структурой вакстоуна/мадстоуна, с более или менее выраженной линзовидно-комковатой морфологией, лиловато-серые, по поверхностям напластования более тёмные. Глины прослоями по 1-6 см, насыщены мелкими биокластами. По соотношению известняков и глин пачка делится на четыре части; в нижней части известняки мергелеподобные, выше – сильно-алевроглинистые.

1) 0,95 м – карбонатные слои (1,5-3 см) будинированы (?), представляют собой цепочки лепёшковидных желваков. Сближенные горизонты желваков, разделенные редуцированными прослоями глин по 0,5-1 см, образуют «пласты» (по 2-3 желваковых слоя). «Пласты» разделены прослоями глин по 2-3 см.

2) 0,52 м - карбонатные слои по 6-7 см с полукомковатым строением (из 2-3 более мелких слоёв) разделены прослоями глинами по 2-3 см.

3) 0,30 м - карбонатные слои по 5-6 см с полукомковатым строением разделены редуцированными (до 0,5-1 см) прослоями глин.

4) 0,3 м - карбонатные слои по 4-6 см с полукомковатым строением разделены прослоями глин сходной мощности (2-4 см).

Сяская пачка (0,5 м)

3-В, карбонатный. Известняки толстоплитчатые, биокласто-микроспаритовые, образуют карниз в рельефе обнажения; сильно-алевроглинистые, лиловато-серые, с частыми диастемами 2-го типа с локальной сиреневой импрегнацией до 1-1,5 см. В 2-3 см ниже кровли лежит неровный фирмграунд *Кп-3* с бордовой (гематит-фосфатной) импрегнацией глубиной 1-2 см. Импрегнация расчленена частыми пост-оимссионными следами рытья диаметром до 0,5 см. Поверхность кровли обогащена мелкими гётитовыми псевдо-оолитами и имеет кирпично-красный цвет.

4-В, глинисто-карбонатный (0,08 м). Два слоя глины (4 и 2 см), разделённые слоем мергелистого известняка (2-3 см). Глина снизу кирпично-красная, с частыми гётитовыми псевдо-оолитами, сверху лиловато-серая. Промывка обнаружила обильную мелкую фауну остракод, иглокожих с примесью брахиопод и мшанок.

5-В, карбонатный (0,52 м). Известняки светло-серые, средне- и слабо-алевроглинистые, биокласто-микроспаритовые, толстослоистые; образуют четыре слоя см, отделённые тонкими (до 1-2 см) пропластками зеленоватых глин. Повсеместно присутствует примесь мелкого глауконита, в известняках содержатся частые диастемы 2-

го типа с белёсой фосфатной импрегнацией и редкие мелкие фосфатизированные обломки слепков наутилоидей.

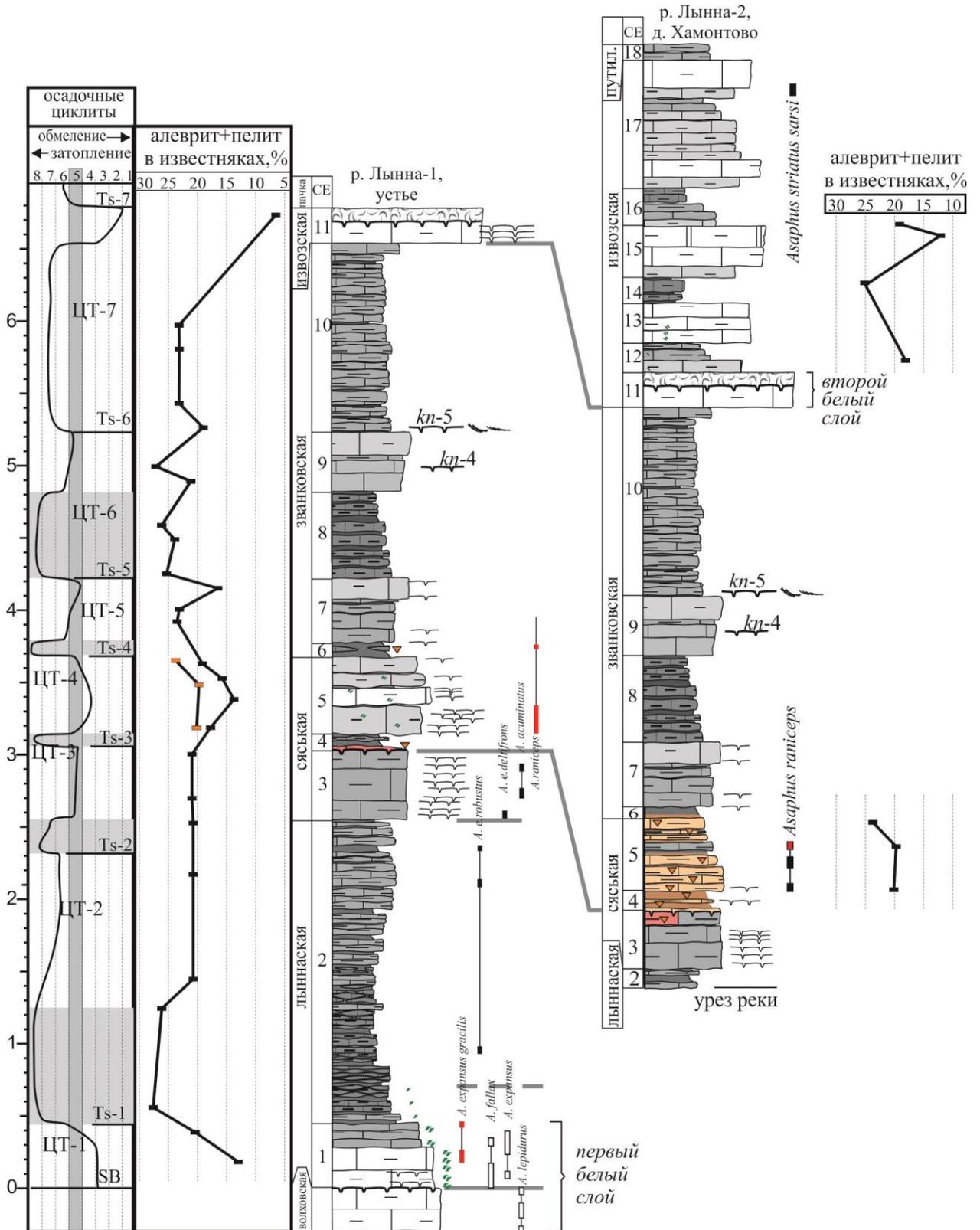


Рис. 6.1. Разрезы кундаского горизонта в нижнем течении р. Лынна. Условные обозначения см. на рисунке 6.3.

6-В, глинисто-карбонатный (0,1 м). По строению аналогичен литослою 6-В - глины сиреневатые с красными и лиловыми пятнами, с линзующимся слоем мергелистого известняка (2 см) посередине.

Званковская пачка (2,75 м)

Известняки сильно-алевроглинистые, биокласто-микроспаритовые, светло-сиреневые с частыми мелкими зеленоватыми пятнами и разводами, по характеру стратификации распадаются на четыре литослоя.

7-В, карбонатный (0,44 м). Известняки толстоплитчатые, преимущественно, среднеслоистые с маломощными (1 см) прослоями глины в средней части. Наиболее толстые слои, содержащие редкие белёсые диаастемы 2-го типа, расположены в подошве (10 см) и кровле (13 см) пачки; последний – средне-алевроглинистый.

8-В, глинисто-карбонатный (0,6 м). Сравнительно тонкое переслаивание мергелистых известняков и глин; нижняя граница проводится по подошве первого мергелистого слоя, под которым нет глинистого прослоя. Насчитывается шесть мергелистых (вакстоун/мадстоун, 4-7 см) и семь глинистых (2-4 см) прослоев.

9-В, карбонатная (0,37 м). Известняки среднеслоистые (6-8 см), в подошве и кровле (13 и 10 см) толстослоистые. В 15 см над подошвой лежит поверхность перерыва *kn-5* (фирмграунд) с лоскутной фосфатной импрегнацией, серой и белёсой, до 1-1,5 см глубиной, плохо видной на фоне породы.

10-В, глинисто-карбонатный (1,3 м). Известняки тонко- и среднеслоистые, с элементами линзовидно-желваковой текстуры, с тонкими пропластками глин в нижней (0-30 см), средней (75 см) и верхней (1,16-1,3 м) частях пачки. В подошве нижнего слоя – массовые скопления сортированных фрагментов брахиопод и трилобитов, приуроченные к понижениям рельефа. Выше лежит выдержанная поверхность перерыва *kn-6* с мелкопятнистой белёсой фосфатной импрегнацией (диаастема 2-го типа).

Извозовская пачка

11-В, карбонатный (0,25 м). Второй «белый слой» (Ламанский, 1905) или «кости нижние» (Искюль, 2013) – массивная плита, очень крепкого слабоглинистого известняка с примесью мелкого глауконита и частыми эрозионными диаастемами. Состоит из двух частей, разделённых фирмграундом *Kn-7c* неглубокой (первые мм) белёсой импрегнацией. Нижняя часть – светло-серый биокласто-микроспаритовый известняк, весьма слабо-алевроглинистый, с оmissионными диаастемами; верхняя часть – весьма слабо-алевроглинистый известняк-пакстоун, средне-мелкобиокластовый, тёмно-серый, с несколькими белёсыми эрозионными диаастемами. Выше почвенный слой.

Разрез Лынна-2 расположен на правом берегу в 120 м ниже а/м моста в д. Хамонтово. В нём вскрывается интервал от кровли лыннской пачки до подошвы путиловской пачки кундаского горизонта. Литослой 5-В здесь имеет несколько меньшую мощность, а литослой 5-В – 8-В обогащены мелкими гётитовыми псевдо-оолитами и оолитами (по скоплениям которых развивается вторичная красноватая и коричневатая окраска) и обладают отчётливой тонкослоистой текстурой из-за увеличения количества и мощности глинистых прослоев.

Сяськая пачка (1.06 м)

3-В, карбонатный (0.42). В основной части пачка сложена известняками, такими же как на разрезе Лынна-1; верхние 12 см пятнисто окрашены в красный цвет по крупным ходам инфауны, обогащённым гётитовыми псевдо-оолитами. В 1-2 см ниже кровли – хорошо выраженный фирмграунд с бордовой гематит-фосфатной импрегнацией (*Кп-3*). Порода выше него обогащена гётитовыми псевдо-оолитами и окрашена в коричневатый и серый цвет. Подошва литослоя выступает из-под уреза воды в северном (нижнем по течению) конце обнажения.

4-В, глинисто-карбонатный (0,08 м). Два прослоя глины (4 и 2 см), разделённые слоем глинистого известняка (2-3 см) с прерывистым фирмграундом, бордовым и сиреневым, внутри. Известняк и глины насыщены мелкими гётитовыми псевдо-оолитами и окрашены в коричневатый (на участках с псевдо-оолитами) и светло-серый цвет.

5-В, карбонатный (0,5 м). Известняки пятнами светло-серые, коричневатые и розоватые, с обильной примесью мелких гётитовых оолитов и псевдо-оолитов, сильно-алевроглинистые; образуют слабо волнистые слои по 3-5 см (в подошве 16 см) с мергелистыми контактами, разделённые прослоями сходно окрашенных глин с оолитами и псевдо-оолитами мощностью до 4 см.

6-В, глинисто-карбонатный (0,08) Глины в нижней половине коричневатые, с редкими псевдо-оолитами, в верхней части серые. В отличие от разреза Лынна-1, карбонатного прослоя нет.

Вышележащий интервал до второго «белого слоя» не отличается по строению и мощности от разреза Лынна-1. Извозовская пачка, отсутствующая на разрезе Лынна-1, характеризуется наложенной красной и жёлтой окраской, образующей вдоль секущих трещин кольца Лизеганга. Это является следствием расположения пачки в зоне гипергенеза на до-среднедевонском этапе развития территории. Литология пачки изучена здесь в общих чертах, однако набор слоевых единиц и их мощность весьма близки стратотипическому разрезу на р. Волхов.

РЕКА ВОЛХОВ. Отложения кундаского горизонта образуют изолированные выходы по берегам реки от плотины Волховской ГЭС до д.д. Обухово и Извоз. Описание приводится по разрезу Волхов-1, расположенному на левом берегу ниже с. Плеханово (б. Ильинское) и до недавнего времени позволявшему наблюдать полный разрез горизонта. Обнажение возникло при строительстве моста в 2003-2005 г.г. когда в береговой обрыв была врезана грунтовая дорога, спускающаяся почти до уровня реки. В дорожной выемке наблюдался интервал от кровли пачки «фризы» волховского горизонта до кровли кундаского горизонта; последний перекрыт небольшим (~1.5 м) отторженцем глинистых известняков азериского горизонта с частыми эхиносферитами. Ныне основная часть обнажения скрыта под осыпью, хотя подгоризонты $V_{III\beta}$ и $V_{III\gamma}$ ещё вскрываются в руслах небольших водотоков, спускающихся по обеим сторонам моста. Известняки в верхней части берегового склона (от зоны *sulevi-ingrianus* кундаского горизонта и выше) сильно выветрены из-за близости к почвенному слою. Их литология уточнена по обнажению Волхов-2, расположенному на левом берегу в 240 м ниже плотины ГЭС.

Нижняя граница кундаского горизонта маркирована мелко-неровной (амплитудой до 1 см) поверхностью перерыва с выдержанной сиреневой гематит-фосфатной импрегнацией (~1 см). По наличию редких и неглубоких пост-омиссионных биотурбаций диаметром 3-5 мм поверхность может быть интерпретирована как фирмграунд. Данный уровень проходит примерно посередине массивного «нижнего белого слоя» В.В. Ламанского (1905) мощностью 0,64 м.

Хамонтовская пачка

1-В, карбонатный (0.36 м). Известняки толстоплитчатые, биокласто-микроспаритовые, обогащённые глауконитом. Нижнюю часть пачки образуют два пласта слабо-алевроглинистого известняка мощностью по 10 см, пятнами светло-серого и сиреневатого, с обильным мелким тёмным глауконитом, разделённые прослоем глауконитового мергеля до 1,5 см. В кровле и внутри каждого пласта отмечены диастемы с пятнами сиреневой (гематит-фосфатной) импрегнации. Верхнюю часть пачки образует пласт более глинистого известняка (16 см), средне-волнисто-слоистого, с меньшим количеством глауконита, тяготеющим к мергелистым контактам элементарных слоёв.

Лынская пачка (1.87 м)

2-В, глинисто-карбонатный Переслаивание глинистых известняков и глин. Известняки сильно-алевроглинистые, со структурой вакстоуна/мадстоуна, мощностью по 2-5 см, сиреневато-серые, по поверхностям напластования более тёмные, мергелистые. Глины более серые, насыщены мелкими биокластами. Аналогично разрезу Лынна-1, состоит из четырёх частей.

1) 0,84 м - чередование прослоев глин по 2-7 см с линзовидно-комковатыми известняковыми «пластами» по 5-10 см. Каждый «пласт» состоит из нескольких уровней карбонатных «лепёшек» (линз) мощностью 2-3 см, разделённых редуцированными до 0,5-1 см глинистыми прослоями. В 0,5 м над подошвой глины и известняки ещё содержат редкие зёрна глауконита.

2) 0,5 м – пять выдержанных известняковых слоёв (5-6 см, до 9 см), разделённых прослоями глин по 3-5 см.

3) 0,30 м – шесть известняковых слоёв по 5-7 см, с мергелистыми контактами, линзовидно-полукомковатые, образуют сравнительно плотный интервал. Посередине – тонкий прослой глины (1-1,5 см).

4) 0,23 м – три известняковых слоя по 5-6 см, верхние два соединены вместе, переслаиваются с глинами мощностью от 1-1,5 см (в подошве) до 3 см (в кровле).

Сяськая пачка (0.8 м)

Выделяется относительной массивностью и литологической пестротой. В основном сложена более мощными (14-30 см) слоями известняка, разделёнными тонкими (1-6 см) прослоями глин. Внутренняя часть пачки сложена пятнистыми (коричневатыми, красными) глинистыми известняками и глинами с гётитовыми оолитами и псевдо-оолитами, а внешняя часть – сероцветными «фоновыми» известняками. От разрезов Лынна-1 и Лынна-2 отличается меньшей мощностью и наличием хорошо сформированных мелких (до 1,5 мм) гётитовых оолитов в нижней половине.

3-В, карбонатный. Массивный пласт глинистого биокласто-микроспаритового известняка, в котором снизу вверх постепенно сменяют друг друга три литотипа:

- Известняк средне-алевроглинистый (18%), лиловато-серый, с частыми диастемами с лоскутной сиреневой импрегнацией до 1-1,5 см (основной литотип в разрезах Лынна-1 и Лынна-2). Мощность 35 см.

- Известняк светло-серый с кирпично-красными пятнами по скоплениям гётитовых псевдо-оолитов (переходный литотип). Мощность около 6 см.

- Известняк сильно-алевроглинистый (20%), коричневатый со светло-серыми пятнами, с многочисленными, неравномерно рассеянными гётитовыми псевдо-оолитами. Мощность около 14 см. В кровле (в 2 см ниже) лежит лоскутно-фосфатизированный незрелый хардграунд/фирмграунд со светло-коричневой и розовой импрегнацией глубиной до 3 см, маркирующая границу Вш α и Вш β . Участки фосфатизации представляют собой выступы эрозионного рельефа; в поперечном сечении они напоминают цепочку интракластов с резкой верхней поверхностью и переходной нижней. Между этими «псевдоинтракластами» поверхность не прослеживается из-за биотурбации.

4-В, глинисто-карбонатный (6-8 см). Глина слабо карбонатная, с обильными мелкими (<1 мм) гетитовыми оолитами и псевдо-оолитами, с цепочкой линз светло-серого глинистого известняка посередине. Оолиты и псевдо-оолиты особенно многочисленны в нижней половине слоя, где глина приобретает коричневатую окраску; в верхней половине глина светло-серая. Известняковые линзы изменчивой мощности (1-4 см), содержат прерывистой диастемой 2-го типа со светло-сиреневой импрегнацией.

5-В, карбонатный (0,6 м). Толстослоистый известняковый интервал; набор литотипов почти аналогичен литоме 5-О, но в обратной последовательности. Состоит из трёх карбонатных слоёв с мергелистыми контактами:

– Известняк сильно-алевроглинистый, серый, с многочисленными рассеянными гетитовыми оолитами диаметром до 1,5 мм. Подошва более карбонатная (6 см), почти не содержит оолитов, бугристая, пронизана крупными норами инфауны (талассиноиды и т.п.). Мощность 12-14 см.

– Известняк сильно-алевроглинистый, в нижней части коричневатый, с частыми псевдо-оолитами, в верхней – светло-красный с редкими псевдо-оолитами. Мощность 2-4 см; раздувы связаны с проходящими внутри слоя тоннелями талассиноидов, выполненными светло-серым известняком, обогащённым крупными биокластами.

– Известняк светло-серый, слабо-алевроглинистый (14%), плотный и твёрдый, мощностью 17 см. В подошве – прослой глины (2-3 см).

Званковская пачка (2.8 м)

Известняки глинистые, биокласто-микроспаритовые. В составе пачки выделяются пять литом, различающиеся составом и характером стратификации.

6-В, глинисто-карбонатный (0,1 м). Глины сиреневатые и розоватые, разделены слоем сходно окрашенного мергелистого известняка (2 см). Отмечены единичные зерна очень мелкого глауконита.

7-В, сравнительно карбонатный (0,5 м). Известняки глинистые, светло-серые и (вторичная окраска) желтоватые, среднеслоистые. В нижней части (32 см) известняки сильноглинистые, образуют утоняющиеся вверх слои (от 8 см до 5 см), разделённые в интервале 15-30 см маломощными (до 1-2 см) прослоями мергеля. На высоте 14 см - прерывистый фирмграунд/диастема 2-го типа с сиреневой гематит-фосфатной импрегнацией до 1 см. Верхнюю часть (10 см) образует более массивный слой средне-алевроглинистого известняка, в котором встречаются черепитчатые скопления азафидных хвостовых щитов и диастемы 2-го типа с белёсой фосфатной импрегнацией.

8-В, глинисто-карбонатный (0,5 м). Переслаивание мергелистых известняков (6 слоёв) и глин (7 слоёв), выдержанных в бледно-сиреневатых тонах. Карбонатные слои по

4-7 см, со структурой вакстоуна-мадстоуна; четвёртый слой содержит примесь мелкого глауконита. Прослой глин толщиной 2-4 см.

9-В, сравнительно карбонатный (0,37 м). Известняк сильно-алевроглинистый, зеленовато- и сиреневато-серый, образует слои по 3-8 см, разделенные пропластками мергеля (до 2 см). Более мощные и крепкие слои располагаются в подошве (два слоя по 10 см) и кровле (слой 8 см), содержат белёсые фосфатные диастемы б-типа. У кровли нижнего слоя лежит «островной» фирмграунд Кп-5; фосфатная импрегнация более сильная (серая), до 1-1,5 см. Внутренние карбонатные слои мощностью 3-5 см.

10-В, глинисто-карбонатный (1,3 м). Тонкослоистые сильно-алевроглинистые известняки разделены на три части по характеру стратификации и карбонатности: (а) 33 см - три розоватых карбонатных слоя (6, 9 и 9 см), ограниченных пропластками серых глин (1-3 см). В подошве нижнего слоя наблюдаются массовые скопления сортированной и фрагментированной раковинной фауны (брахиоподы, трилобиты, мшанки), приуроченные к понижениям рельефа. Выше лежит выдержанный фирмграунд/диастема 2-го типа с белёсой импрегнацией (кп-6). (б) 44 см – карбонатные слои с волнистой, линзовидно-полукомковатой морфологией, с мергелистыми контактами, мощностью 2-5 см. (в) 10 см - два слоя серых глин, 4 см и 2-3 см, разделены линзующимся карбонатным слоем мощностью до 4 см. (г) 42 см – интервал, аналогичный интервалу «б»; карбонатные слои мощностью от 3 см до 6 см с единичными пропластками глин до 1 см.

Извозская пачка (2.4 м)

Сложена контрастным чередованием карбонатных и глинисто-карбонатных литом мощностью 0.2-0.3 м).

11-В, карбонатный (0.25 м). Второй «белый слой» (Ламанский, 1905) или «кости нижние» (Искюль, 2013) – массивная плита светло-серого, твёрдого пакстоуна-вакстоуна, слабо-алевроглинистого, с примесью мелкого глауконита и частыми белёсыми диастемами. На высоте 19-20 см – два выдержанных фирмграунда с неглубокой (первые мм) белёсой импрегнацией (кп-7). На верхнем фирмграунде лежит градационный слой грейнстоуна-пакстоуна (3 см). Часто встречаются ортоконы наутилоидей и черепитчатые скопления щитов трилобитов, упакованных выпуклостью вниз.

12-В, глинисто-карбонатный (0.2 м). Известняки-«вакстоуны» сильно-алевроглинистые, разглинивающиеся вверх, светло-розовые с серыми мергелистыми контактами, образуют слои мощностью 5, 8 и 4 см. В кровле нижнего - прерывистый фирмграунд с белёсой и серой фосфатной импрегнацией глубиной до 7 мм. Между первым и вторым слоями наблюдается прослой серого мергелистого т./з. доломита, верхний слой ограничен тонкими (до 1 см) глинистыми пропластками.

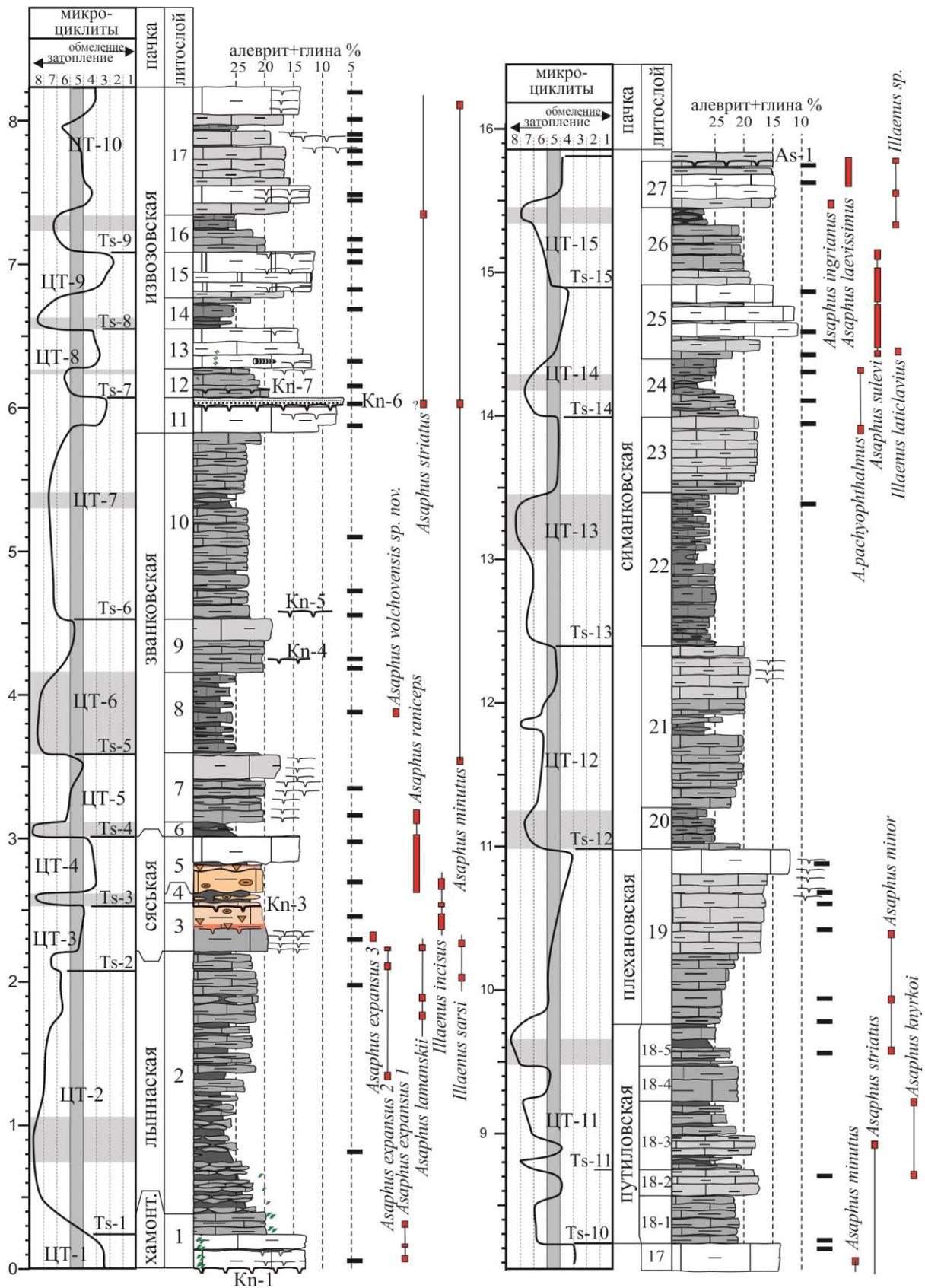


Рис. 6.2. Строение кундаского горизонта в разрезе Волхов-1. Рельеф колонки отражает содержание алеурито-глинистого компонента. Обозначения см. рис.

13-В, карбонатный (0.28 м). Известняк слабо-алевроглинистый, биокласто-микроспаритовый (до преобладания структуры пакстоуна), розоватый, с частыми белёсыми диастемами 2-го типа, с примесью мелкого глауконита, очень крепкий.

14-В, глинисто-карбонатный (0.2 м). Тонкое переслаивание: а) известняков весьма сильно-алевроглинистых, существенно микроспаритовых, розовато-серых с серыми мергелистыми контактами, по 2-3 см мощностью и б) глин серых по 2-3 см.

15-В, карбонатный (0.32 м). Пачка с растущей вверх карбонатностью, состоит из трёх слоёв: 1) известняк средне-алевроглинистый, биокласто-микроспаритовый, розовато-серый, 4 см; 2) известняк слабо-алевроглинистый, биокласто-микроспаритовый, светло-серый, 6 см; 3) известняк слабо-алевроглинистый, со структурой ср.-м./б. пакстоуна, очень крепкий, серый с тёмно-серыми и чёрными пятнами доломитизации по ихнофоссилиям, 20 см. Слабоглинистая часть пачки содержит частые белёдые диастемы 2-го типа.

16-В, глинисто-карбонатный (0.26 м). Известняки сильно- и весьма алевроглинистые, розовато-серые, интенсивно разлинзованы серыми парастилолитами.

17-В, сравнительно карбонатный (0.88 м). Толсто- и среднеслоистые известняки-биомикроспариты с диастемами б-типа и «островными фирмграундами». В подошве (22) и кровле (20 см) более массивные, слабо-алевроглинистые, светло-серые. В средней части известняки желтоватые и бежевые (выветрелые), средне-алевроглинистые, слабо разглинивающиеся и утоняющиеся вверх; венчаются тонким прослоем сильно-алевроглинистого известняка, ограниченным тонкими мергелистыми пропластками.

Путиловская пачка (1,55 м)

18-В, глинисто-карбонатный. Известняки сильно-алевроглинистые, биокласто-микроспаритовые, тонкослоистые, чередуются с прослоями глин. По характеру переслаивания пачка разбивается на пять частей: 1) 33 см - тонкие (2-3 см) до линзовидных, карбонатные слои с мергелистыми контактами, местами разделённые тонкими, до 1 см, пропластками глин; 2) 22 см – плотный пласт, сложенный в основной части более мощными (5-8 см) и чистыми (средне-алевроглинистыми) слоями с редуцированными мергелистыми контактами; 3) 44 см – переслаивание карбонатных слоёв по 5-7 см и прослоев глин по 2-4 см; 4) 23 см – плотный пласт, сложенный карбонатными слоями мощностью 3-4 см, до 5 см в кровле; 5) 28 см - переслаивание карбонатных (вакстоун-мадстоун) и глинистых слоёв примерно равной мощности, от 2-4 см до 8 см. В середине интервала лежит наиболее мощный прослой глины (8-9 см).

Плехановская пачка (1,22 м)

19-В, сравнительно карбонатный. Известняки среднеслоистые (5-7 см), биокласто-микроспаритовые, в нижней части сильно-алевроглинистые, вверх переходят в средне-

алевроглинистые с частыми белёсыми диастемами 2-го типа (уровень перехода не установлен). В кровле лежит наиболее мощный и карбонатный (слабо-алевроглинистый) слой со структурой биокластового пакстоуна-вакстоуна (18 см).

Симанковская пачка (4.8 м)

Наиболее мощная пачка обуховской свиты представляет собой относительно монотонную толщу глинистых известняков, в самой верхней части – с прослоями более чистых (слабо-алевроглинистых) разностей. Глинистые известняки выдержаны в бледно- и светло-сиреневых тонах, в более чистых разностях переходящих в светло-серые. Несмотря на внешнюю монотонность, при тщательном изучении она может быть расчленена на серию литом (мелких пачек), различающихся карбонатностью и масштабом стратификации. По сравнению с нижележащими отложениями пачка обладает следующими отличиями. Во-первых, здесь становятся мало контрастными т.н. «пачки переслаивания» (известняк/глина); это обусловлено тем, что глины здесь уступают место мергелю, прослой которых более тесно сцеплены с известняками и меньше отличаются от них внешне. Во-вторых, литомы сильно- и весьма сильно-алевроглинистых известняков обычно более грубослоистые (5-7 см, против 2-4 см). В-третьих, средне- и слабо-алевроглинистые известняки почти не содержат фосфатизированных диастем; для таких пород, особенно в верхней половине пачки, характерна линзовидная и комковатая отдельность по мелким зеркалам скольжения и системам глинистых ходов инфауны.

20-В, глинисто-карбонатный (0,43 м). Известняки весьма сильно-алевроглинистые, среднеслоистые (5-6 см), с мергелистыми контактами.

21-В, сравнительно карбонатный (1,0 м). Аналогичные по текстуре и окраске известняки, но несколько более крепкие, сильно- и средне-алевроглинистые, в верхней части с горизонтами белёсых диастем 2-го типа. Подошва переходная по карбонатности, чётко не определена.

22-В, глинисто-карбонатный (1,06 м). Известняки мергелеподобные, со структурой вакстоуна-мадстоуна, бледно-розовые, неконтрастно переслаивающиеся с пропластками мергеля по 1 см; в середине пачки прослой мергеля достигает 13 см. В нижней половине пачка производит впечатление толстоплитчатой литологической близости слоёв известняка и мергеля.

23-В, сравнительно карбонатный (0,54 м) Известняки на грани сильно- и средне-алевроглинистых, в основной части тонкоплитчатые (3-5 см), в верхней части пачки среднеплитчатые (до 8 см), пятнами розоватые с более яркими розовыми пятнами, с серыми мергелистыми контактами.

24-В, глинисто-карбонатный (0,38 м). Известняки сильно-алевроглинистые (в нижних 14 см) и мергелеподобные (в верхних 15 см), тонкослоистые (3-5 см), линзовидно-комковатые, бледно-розовые с серыми мергелистыми контактами. В середине пачки (8-9 см) – мергель серый со светло-розовыми, более карбонатными желваками и многочисленными сиреневыми лентовидными ихнитами по напластованию.

25-В, карбонатный (0,34 м). Известняки с растущей вверх карбонатностью и мощностью карбонатных слоёв, с редуцированными мергелистыми швами. В нижней части (16 см) известняки на грани сильно- и средне-алевроглинистых, среднеплитчатые (5-7 см), розовато-серые, в верхней – на грани средне- и слабо-алевроглинистых, толстоплитчатые (9-12 см), с плохо видимыми диастами 2-го типа с белёсой импрегнацией, преимущественно светло-серые.

26-В, глинисто-карбонатный (0,6 м). В основной части (0,6 м) – известняки сиреневато-серые, разглиниваются вверх от средне- (в нижних 14 см) до сильно-алевроглинистых. Карбонатные слои мощностью 9-10 см, с серыми мергелистыми контактами, с волнисто-тонкослоистой и линзовидно-полукомковатой отдельностью (по системам глинистых ихнитов), разделены пропластками серых глин (до 1 см). Нижняя граница переходная по карбонатности. В верхней части (0,12 м) - неконтрастное линзовидно-комковатое переслаивание розоватого мергелистого известняка и голубовато-серого мергеля. На фоне породы ярко выделяются обильные сиреневые лентовидные следы рытья с глинистым заполнением, ориентированные чаще по слоистости.

27-В, карбонатный (0,35 м). Средне- и толстоплитчатые крепкие известняки со структурой вакстоуна-мадстоуна, варьирующие на грани средне- и слабо-алевроглинистых, от розоватых до светло-серых. Известняки пронизаны вдоль и поперёк напластования «мергелистыми» следами рытья различного размера (до 2 см шириной), а также содержат мелкие зеркала скольжения; всё вместе это приводит к появлению полукомковатой отдельности. В 6 см ниже кровли пачки лежит прерывистый фирмграунд с коричневатой-серой и бордовой фосфатной импрегнацией глубиной до 0,5 см (as-1); данная поверхность является границей кундаского и азериского горизонтов.

Сопоставление с данными предыдущих исследователей. Первые систематические исследования выходов ордовика вдоль р. Волхов были предприняты В.В. Ламанским (1901, 1905). По результатам своих экскурсий по волховским «очистям» (плитным ломкам) и обнажениям он выделил кундаские отложения в качестве самостоятельного «азафоваго подъяруса» в составе трёх «горизонтов». Общая мощность «азафоваго подъяруса» им оценена в 12,5 м, что довольно близко к современным данным. Мощности даны

приблизительно, однако литология отложений позволяет довольно точно определить слои Ламанского в разрезе. Так, им выделены:

1. «Белый слой» мощностью 22 вершка (97 см), разделённый пополам фиолетовой полоской (поверхностью перерыва Кн-1). Ниже полосы слой содержит *Asaphus lepidurus* (В_{IIIγ}), выше - *Asaphus expansus* (В_{IIIα}) и обильный мелкий глауконит. Мной мощность «белого слоя» определена в 0,8 м, поверхность Кн-1 расположена точно посередине.

2. Основная часть «горизонта» с *Asaphus expansus*, мергелистая и без глауконита; если мощность всего «горизонта» оценена Ламанским в ~3 м, то на долю этой части должно приходиться около 2,6 м, что значительно больше, чем зафиксировано здесь (1,85 м).

3. «Горизонт» с *Asaphus raniceps* (В_{IIIβ}), включающий нижний «чечевичный слой» (мощность не указана) + интервал до нового «белого слоя» общей мощностью 3,5 м. Мощность точно соответствует нашим измерениям.

4. «Горизонт» с *Asaphus eichwaldi* (В_{IIIγ}) мощностью, по-видимому, около 6 м. В качестве характерных форм в 1901 г. указаны, в частности, *Asaphus eichwaldi* var. *knyrkoi* F. Schmidt и *Asaphus pachyophthalmus* F. Schmidt. Последний являлся сборным видом, ныне разделенным на *Asaphus pachyophthalmus* F. Schmidt s.s. и *Asaphus striatus* Boeck. По нашим данным, распространение *Asaphus striatus* начинается со второго «белого слоя», *Asaphus pachyophthalmus* – с высоты почти 7 м над его подошвой. Таким образом, если ориентироваться на современные данные о распространении этих двух видов, мощность В_{IIIγ} будет составлять не менее 8,5 м.

Е.А. Балашова и З.Г. Балашов (1959) предложили свою трактовку разреза кундаского горизонта на р. Волхов. Они согласились со строением и мощностью нижних двух горизонтов Ламанского (переведя их в категорию зон), но подвергли критике объем зоны В_{IIIγ}, сочтя её завышенной. Основанием для этого послужило обнаружение верхнего «чечевичного слоя», по подошве которого в то время ленинградские геологи проводили границу ортоцератитовых и эхиносферитовых известняков. Авторы сократили объём горизонта В_{IIIγ}, назвав его зоной *Asaphus major* (= *Asaphus striatus* Boeck) и *Cyclendoceras cancellatum*. При попытке сопоставить данные Е.А. Балашовой и З.Г. Балашова с разрезами по р. Волхов возникают довольно существенные нестыковки.

Во-первых, мощность интервала между нижним и верхним «чечевичными слоями» в котловане Волховстроя Е.А. Балашовой и З.Г. Балашовым оценена в 4,35 м (неопубликованные данные М.Э. Янишевского), что кажется маловероятным. Верхний «чечевичный слой», как правильно указано авторами, обнажается у ж/д. моста ниже плотины ГЭС. Гётитовые микроконкреции здесь приурочены к верхней части литослоя 21-В, т.е. к уровню, который в разрезе Волхов-1 лежит на высоте почти 10 м над кровлей

нижнего «чечевичного слоя». Сокращение 10-метровой толщи вдвое на расстоянии 4 км сложно представить. По-видимому, в котловане Волховстроя М.Э. Янишевским за нижний «чечевичный слой» был ошибочно принят один из «дополнительных» «чечевичных слоёв» кундаского горизонта. Такие «слои», как показывают более поздние данные В.А. Селивановой и др. (1966ф), появляются в средней части горизонта в скважинах, расположенных восточнее и южнее г. Волхов. В частности, в скважине Старково-107 «дополнительный» «слой» расположен в кровле извозовской пачки, т.е. как раз в 4.3 м ниже литослоя 21-В. Сходную стратиграфическую позицию занимают дополнительные «чечевичные слои» в скважинах Маршагино и Бережки.

Далее, в районе д. Симанково (напротив разреза Волхов-1) авторы отмечают совместное распространение *Asaphus eichwaldi* var. *knyrkoï* и *Asaphus eichwaldi* в интервале 5,5-7 м над кровлей нижнего «чечевичного слоя». Это послужило им основанием для проведения кровли В_{IIIγ} по подошве этого интервала. Однако, как показывают послойные сборы (Иванцов, Мельникова, 1998 и данная работа), эти виды не встречаются совместно. *Asaphus knyrkoï* действительно встречается на высоте 5,5-6,5 м над нижним «чечевичным слоем», но *Asaphus eichwaldi* (= *Asaphus sulevi* s.s.) появляется намного выше – на высоте 11,5 м в разрезе Волхов-1.

В.А. Селиванова (1971) приводит описание двух обнажений кундаского горизонта в районе с. Плеханово. В обнажении, расположенном в 2 км ниже с. Плеханово (сейчас это будет современная окраина д. Извоз) вскрыт подгоризонт В_{IIIα} (2,77 м) и «нижний оолитовый слой» (0,35 м). Мощность первого заметно больше, а второго меньше, чем в разрезе Волхов-1, при этом в описании никак не обозначен «белый слой», заключающий границу кундаского и азерского горизонтов. Можно заметить, что указанная Селивановой мощность В_{IIIα} (2,77 м) почти точно соответствует истинной мощности этого подгоризонта плюс мощность «белого слоя» в разрезе Волхов-1 (0,8+2,0=2,8 м). «Белый слой», по-видимому, целиком включен ею в В_{IIIα}.

В непосредственной близости к разрезу Волхов-1, на южной окраине Плеханово, В.А. Селиванова описывает следующий разрез, сверху вниз:

[начало описания] О_{2т1}. Известняк с эхиносферитами

О_{1кп} (В_{IIIγ}). Известняк мелкозернистый, глинистый, слабо доломитизированный, желтовато-серый, с тонкими прослойками известковистой глины, тонкослоистый, с *Asaphus eichwaldi* F. Schmidt, *Endoceras incognitum* Schr. – 2,55 м

О_{1кп} (В_{IIIγ}). Известняк сильноглинистый, мелкозернистый, с частыми прослоями глины (1-5 см), с конкрециями пирита, с *Endoceras incognitum* Schr. – 2,95 м

О₁кп (В_{III}β). Известняк глинистый со скоплениями чечевичек бурой окиси железа (нижний чечевичный слой), с *Asaphus raniceps* Dalm. – 0,2 м. [конец описания]

Благодаря точному измерению мощности в разрезе могут быть опознаны званковская (2,95 м) и извозская (2,55 м) пачки, лежащие над нижним чечевичным слоем. Однако, в остальном разрез опознаётся с трудом. Так, извозовская пачка не является тонкослоистой, а известняки обеих пачек не являются мелкозернистыми. «Известняк с эхиносферитами» таллинского горизонта вызывает недоумение, т.к. до первых эхиносферитов остаётся ещё около 8,5 м. Непонятно наличие во втором сверху слое *Asaphus eichwaldi* – это *Asaphus major* F. Schmidt (= *Asaphus striatus* Boeck который действительно встречается в этом интервале), или *Asaphus knyrkoi* F. Schmidt (который встречается выше) или *Asaphus eichwaldi* F. Schmidt s.s (который встречается ещё выше)? Понимание текста Селивановой затрудняется тем, что руководящими видами В_{III}γ она называет *Asaphus eichwaldi* F. Schmidt и *Asaphus pachyophthalmus* F. Schmidt, но ссылается при этом на работу Е.А. Балашовой и З.Г. Балашова (1959), где *Asaphus eichwaldi* F. Schmidt отнесён к вышележащему таллинскому горизонту.

А.Ю. Иванцов (Иванцов, Мельникова, 1998) привёл детальное описание и изображение кундаского горизонта в обнажении на северной окраине с. Званка (2 км южнее разреза Волхов-1) с послойным распределением азафидных трилобитов. Колонка разреза Званка уверенно сопоставляется с колонкой разреза Волхов-1, что, в частности, позволяет «перекрёстно» использовать данные по распределению трилобитов. Колонки практически идентичны в интервале от подошвы горизонта до подошвы второго «белого слоя», вплоть до идентификации отдельных литослоёв. Вышележащая часть горизонта показана А.Ю. Иванцовым более обобщённо. Так, извозовская пачка (пачка 3 А.Ю. Иванцова) показана более массивной и карбонатной, чем она есть на самом деле. Интервал путиловской и плехановской пачек, напротив, показан одинаково тонкослоистым и несколько меньшей мощности. Симанковский интервал идентичен по мощности на обеих колонках, но на колонке А.Ю. Иванцова он также показан литологически однородным – как интервал глинистых линзовидно-комковатых известняков.

6.2. ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫЕ РАЗРЕЗЫ, ЛАВСКИЙ ПОДТИП

На отрезке глинта Путилово-Войбокало кундаский горизонт содержит в нижней части литостратоны разрезов карбонатного типа, а верхней – литостратоны разрезов волховского подтипа. Сопоставление наиболее полных разрезов в карьере Путилово и по р. Лава с описаниями структурно-картировочных скважин из отчётов по геологической съемке (Селиванова, 1963ф; Недригайлова, 1965ф) позволяет предположить, что такие разрезы развиты по глинту от скв. 271 до скв. Тобино-157 и южнее (скв. 284, 291, 294, 296, Хотово-117). Опорным составным разрезом выбран каньон р. Лава (Искюль, 2015). Для кундаского горизонта характерны следующие особенности:

1. Общая мощность горизонта сокращена до ~10 м, его нижняя граница маркирована незрелым хардграундом с фосфатной импрегнацией, верхняя сохраняет характер фирмграунда с гематит-фосфатной импрегнацией.

2. Подгоризонты $V_{III\alpha}$ и основная часть $V_{III\beta}$ по мощности, строению и литологии очень близки более конденсированным карбонатным разрезам и сложены вокаской пачкой (0,6-0,9 м) и «эндоцератитовой» утриаской пачкой.

3. Верхняя часть $V_{III\beta}$ и $V_{III\gamma}$, напротив, аналогичны разрезам волховского подтипа и сложены путиловской, плехановской и симанковской пачками.

4. Верхняя часть плехановской пачки (карьер Путилово, р. Лава) и нижняя часть симанковской пачки (карьер Путилово) обогащены гётитовыми оолитами.

Над-вокаский интервал кундаского горизонта в деталях сопоставляется с опорным разрезом по р. Волхов, поэтому для него сохраняется волховская нумерация. Нумерация слоёв вокаской пачки самостоятельна.

КАНЬОН РЕКИ ЛАВА. Расположен в 80 км к востоку от Санкт-Петербурга, в приглинтовой части Путиловской возвышенности. Полный разрез кундаских отложений изучен по двум обнажениям. **Разрез Лава-1** расположен на левом берегу р. Лава в 300 м севернее моста в с. Васильково и представляет собой отвесный обрыв высотой 17-18 м (обнажение №15 по Н.В. Искюль и С.С. Кузнецову, 1962). В нём можно наблюдать интервал от подошвы «дикарей» латорпского горизонта до верхней части симанковской пачки кундаского горизонта. **Нижняя граница кундаского горизонта** маркирована незрелым сдвоенным хардграундом $Kn-1$, неровным, со сплошной серой фосфатной импрегнацией (до 8 мм) и густым мелким бордовым крапом. С хардграундом ассоциируют редкие плоские ожелезнённые гальки, исверленные *Trypanites*, с гётитовыми корками. Гальки встречаются не только над хардграундом, но и, в редких случаях, под ним. Над хардграундом наблюдается следующий разрез.

Вокаская пачка (0.82 м)

Известняки глинистые, биокласто-микроспаритовые, с многочисленными гётитовыми оолитами, толстоплитчатые, пятнами светло-серые и коричневатые, в средней части светло-серые и красные. На высоте 42 см и 64 см над подошвой отмечены минерализованные фирмграунды Кп-2 и Кп-3, разделяющие интервал на три аллопачки, каждая вышележащая из которых отличается более крупным размером Fe-оолитов.

Зона *expansus-acuminatus*. Аллопачка 1 (0.42 м) – три карбонатных слоя с мелкими (<1 мм) оолитами и псевдооолитами, мощностью 16, 14 и 12 см, разделённые пропластками сходно окрашенных глин/мергелей по 0,5-1 см. Часто встречаются мелкие норки *Scolithos* (?) и *Gastrohaenolithes*, заполненные теми и другими. Снизу вверх друг друга сменяют три литотипа, границы которых не совпадают с границами слоёв:

- Известняк с обильными мелкими Fe-псевдо-оолитами, пятнами коричневатый и светло-серый, на грани средне- и слабо-алевроглинистого (16%), мощностью 9 см.

- Внешне аналогичный известняк, но с обильными мелкими Fe-оолитами, сильно-алевроглинистый, мощностью 12-14 см, верхняя граница неровная (биотурбированная).

- Известняк светло серый с подчинёнными кирпично-красными пятнами, маркирующими скопления оолитов (в ходах роющих организмов), в основной части сильно-алевроглинистый, в кровле – средне-алевроглинистый (18%), мощностью ~20 см.

Поверхность перерыва Кп-2 в кровле 3-го карбонатного слоя представляет собой прерывистый фирмграунд/диастему 2-го типа с белёсой и светло-сиреневой импрегнацией до 1 см, с наиболее глубокими «оолитовыми» норками (до 5 см).

Аллопачка 2 (0.22 м). Известняк светло-серый со светло-коричневыми пятнами по скоплениям оолитов (в ходах роющих организмов), в подошве мергелеподобный (28%), вверх переходящий в сильно-алевроглинистый (21% в кровле). Оолиты более крупные, до 1-1,5 мм, отчётливо чечевицеобразные. Кровля слоя представляет собой фосфатный фирмграунд, порода под которым насыщена парастилолитами (2-7 см ниже).

Поверхность перерыва Кп-3 – «псевдогалечный» фосфатизированный фирмграунд с прерывистой белёсой и серой импрегнацией глубиной до 1 см.

Зона *raniceps-striatus*. Аллопачка 3 (=лопухинская пачка А.Ю. Иванцова, 1990). Основная часть (13 см) содержит обильные крупные (до 2.5 мм) чечевицеобразные гётитовые оолиты; состоит из трёх слоёв. Слой 1 – бежевый мергель (~1-2 см) со светло-серыми желваками известняка без оолитов (до 3 см); крупные оолиты из мергеля проникают по биотурбациям в верхнюю часть аллопачки 2.

Слой 2 (2-4 см) – глина серая с ржавыми пятнами (скоплениями оолитов); слой перемят и пережат карбонатными желваками в подошве вышележащего слоя. Слой 3 (~8-11 см) – известняк сильно-алевроглинистый, светло-серый, в основной части (7-8 см)

кажущийся ржавым из-за переполняющих его оолитов. В подошве слой наращивается горизонтом желваков известняка изменчивой мощности (до 4-5 см), почти без оолитов.

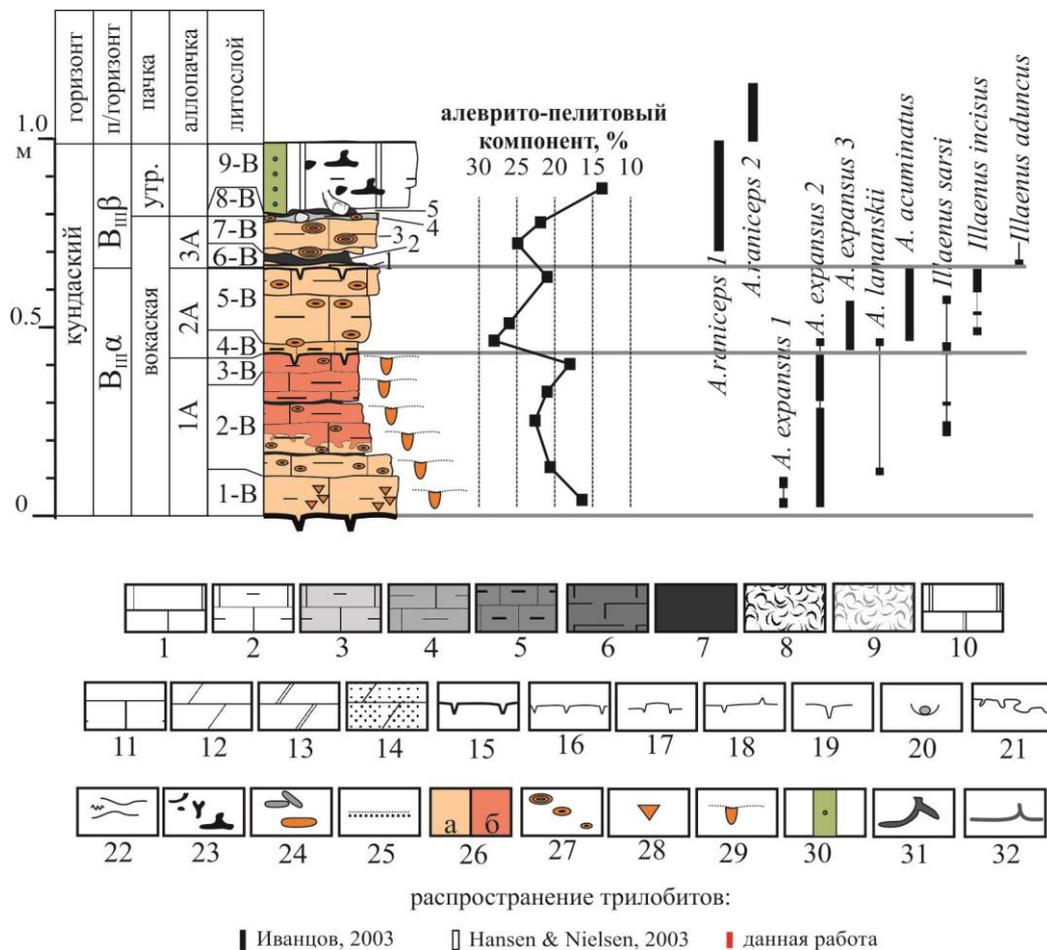


Рис 6.3. Строение вокаской пачки в разрезе Лава-1. 1-5 – известняки: чистые (1), слабо- (2) средне- (3), сильно- (4) и весьма сильно-алевроглинистые (5); 6-мергели, 7-глины; 8-11 – микроструктуры: грейнстоуна (8), пакстоуна (9), вак-пакстоуна (10), биомикроспаритовая и микроспаритовая (11); 12-14 – преобладающие структуры доломитизации: тонкозернистая плотная (12), мелкозернистая плотная (13), мелкозернистая пористая (14); 15-20 – фосфатизированные поверхности перерыва: хардграунды (15), фирмграунды выдержанные (16) и «островные» (17), диастемы а-типа (18), диастемы б-типа (19), раковинный перлювий (20); 21 – биотурбированные контакты; 22- парастилолиты; 23 – доломитовые «гало» по ихнофоссилиям; 24 – интракласты; 25 – градационные биокластовые слойки; 26 – коричневатая (а) и красная (б) окраска; 27 – гётитовые оолиты; 28 – гётитовые псевдо-оолиты; 29 – норки, заполненные оолитами и псевдо-оолитами; 30 – интервал распространения глауконита; 31, 32 – мергелистые следы рытья секущие (31) и послойные (32).

В верхней части (3-4 см) оолиты мелкие и быстро исчезают. Здесь выделяются слои 4 и 5. Слой 4 (2-3 см) - серый вакстоун-пакстоун с мергелистыми контактами, обычно плотно сцеплен со слоем 3; в подошве насыщен мелкими (<1 мм) оолитами, выше они сменяются более редкими псевдо-оолитами. Слой 5 (до 1 см) - серая глина с биокластами.

Утриаская пачка (3.2 м)

Известняки толстоплитчатые, почти без прослоев глин, светло-серые и сиреневато-серые, с многочисленными ортоконами наутилоидей и слабо фосфатизированными диастемами (через 3-4 см). В разрезе чередуются литослои: а) известняков сравнительно чистых, слабо-алевроглинистых, с редкими чёрными и тёмно-серыми пятнами и разводами ранне-диагенетической доломитизации, с единичными фосфатными фирмграундами; б) известняков средне- и сильно-алевроглинистых, нередко более тонкоплитчатых, содержащих лишь фосфатные диастемы. За редкими исключениями, отмеченными ниже, породы имеют мелко-пятнистую биокласто-микроспаритовую структуру, обусловленную биотурбацией. Литослои **9-В**, **10-В** и **11-В** образуют массивную пачку, нависающую над «нижним чечевичным слоем».

7-В, карбонатный (0,33 м). Известняк розовато-серый, твёрдый, слабо-алевроглинистый (13%), с биотурбированной структурой пакстоуна 1-го типа. В нижних 4-5 см – светло-серый, содержит немногочисленные ихноструктуры, насыщенные биокластами. Ихноструктуры, главным образом, «шнуровидные», проступают на нижней поверхности слоя в виде валикообразных гипоглифов глубиной до 1 см и шириной до 3 см. В интервале 19-23 см лежат две бугристые фосфатизированные поверхности перерыва фирмграундного типа (Кп-4). Амплитуда рельефа поверхностей 1-3 см, импрегнация белёсая и серая глубиной до 1,5 см. Фосфатные диастемы следуют через 2-4 см.

8-В, глинисто-карбонатный (0,25 м). Известняк розоватый, разглинивается вверх от средне- (17 см) до сильно-алевроглинистого (7 см). Макроскопически неотличим от подстилающего, подошва условно проводится по прерывистой фосфатной диастеме.

9-В, карбонатный (0,25 м). Массивная плита светло-розового известняка, разделённая посередине прерывистым фирмграундом с серой фосфатной импрегнацией (*kn-5*). Известняк варьирует на грани средне- (ниже фирмграунда) и слабо-алевроглинистого (выше фирмграунда). В верхней половине плита обладает пятнистой текстурой за счёт присутствия частых тёмно-серых пятен доломитизации по ихнофоссилиям и 4-5 горизонтов мелких белёсых пятен (диастемы б- типа со слабой фосфатной импрегнацией).

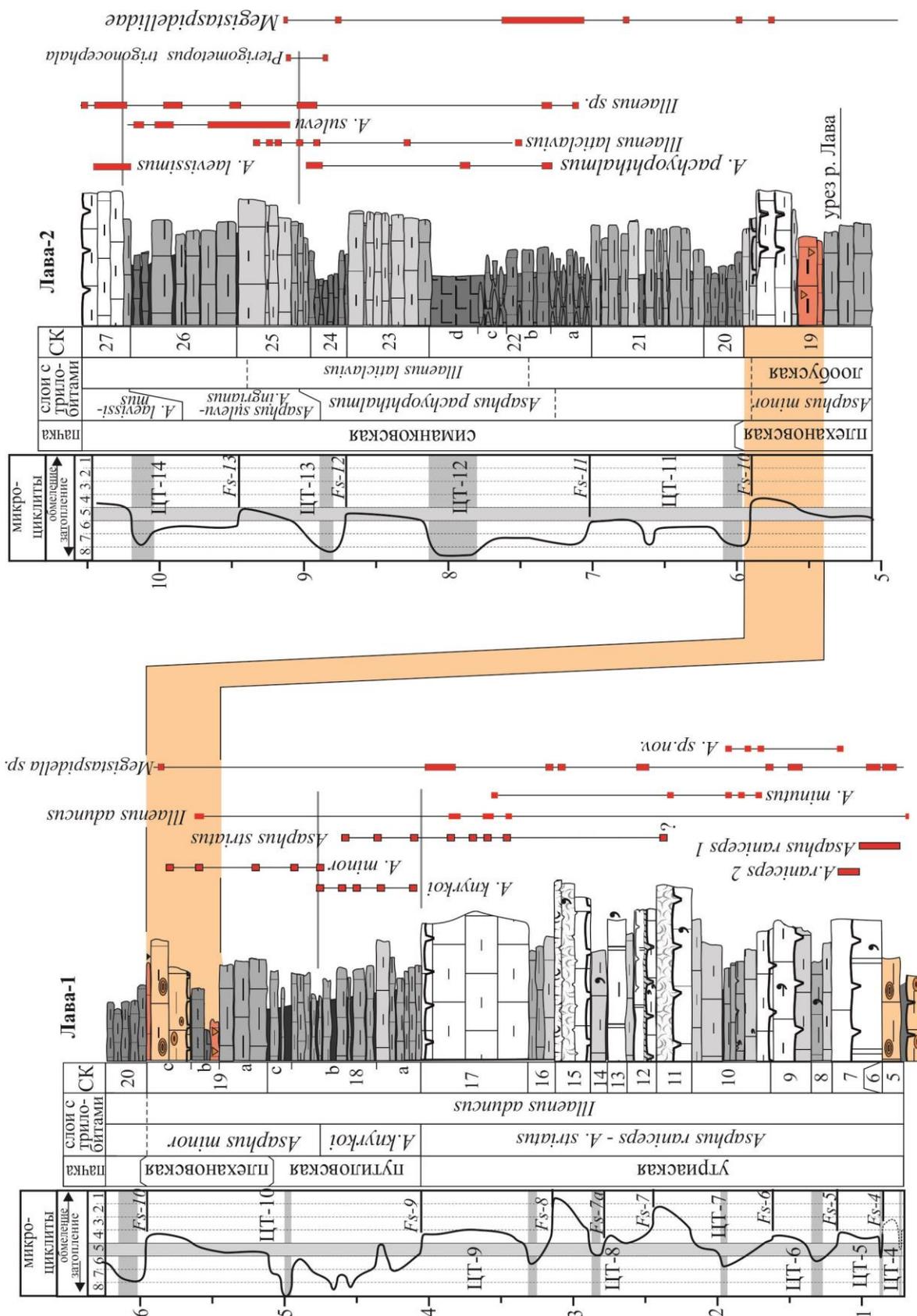


Рис. 6.4. Над-вокаская часть кундаского горизонта на р. Лава. Рельеф колонки отражает содержание алеврито-глинистого компонента. Условные обозначения см. рис. 6.3.

10-В, относительно глинисто-карбонатный (0,6 м). Известняки глинистые, розовато-серые, разделены на три части по карбонатности. В нижней части (30 см) известняки разглиниваются вверх, оставаясь в пределах средне-алевроглинистых; известняки толстоплитчатые (17-10 см), при выветривании переходят в тонкоплитчатые из-за присутствия локальных послойных скоплений зеленоватых мергелистых ходов инфауны. В 2-6 см над подошвой лежит серия из 2-3 прерывистых фирмграундов с белёсой и светло-серой фосфатной импрегнацией (Кп-6); под нижним наблюдаются скопления фрагментов трилобитов, брахиопод т.п. В средней части комплекса лежит слой сильно-алевроглинистого известняка со структурой вакстоуна-мадстоуна (7 см), перекрытый тонким глинистым пропластком (1 см). В верхней части (21 см) известняки более чистые, изменяются вверх от средне- до слабо-алевроглинистых, в целом толстоплитчатые.

11-В, карбонатный (0,25 м). «Кости нижние» (Исключь, 2013) – массивная и твёрдая плита двойного строения; с этого уровня ортоконы наутилоидей становятся особенно частыми. Нижняя часть (13 см) сложена слабо-алевроглинистым биомикроспаритом, пятнами светло-розовым и светло-серым, с «пунктирными» диастемами б-типа с белёсой фосфатной импрегнацией. Верхняя часть (0,12 м) – серый и тёмно-серый средне-мелкобиокластовый пакстоун, кажущийся крупнокристаллическим из-за обилия биокластов иглокожих. Чуть выше подошвы лежит неровный фирмграунд с тонкой (2-3 мм) белёсой и тёмно-серой фосфатной импрегнацией; над ним лежит серия из 2-3 белёсых диастем э-типа. Границы между микроспаритовой и пакстоуновой частями переходная.

12-В, относительно глинисто-карбонатный (0,2 м). Три слоя светло-розового известняка по 6-7 см, слабо разглинивающиеся вверх. Слои 1 и 2 слабо-алевроглинистые, разделены «прослоем» зеленовато-серого т./з. доломита, содержащего незамещённые створки брахиопод. В кровле слоя 1 развит прерывистый бугристый фирмграунд с белёсой и серой импрегнацией на возвышениях (до 1 см) (kn-8). Слой 2 в основной части и слой 3 обладают структурой биотурбированного вакстоуна-пакстоуна; на фоне розовой породы наблюдается обильный чёрно-серый крап из агрегатов м/з. доломита размером ~1 мм. Слой 3 средне-алевроглинистый, с хорошо выраженными доломитовыми «зальбандами» по 1 см в подошве (зеленовато-серый, т./з.) и кровле (чёрный, м./з.).

13-В, карбонатный (0,14 м). Массивный пласт известняка слабо-алевроглинистого (14%), биокласто-микроспаритового с переходом в биокластовый пакстоун. Окраска розовато-серая с мелким чёрным доломитовым крапом; в кровле – сплошной «зальбанд» чёрного доломита (0,5-1).

14-В, глинисто-карбонатный (0,12 м). Известняк средне-алевроглинистый, со структурой вакстоуна-мадстоуна, сиреневато-серый, в подошве и кровле насыщен

парастилолитами. Последние местами сливаются и превращаются в прослой серого мергеля толщиной до 1 см, ограничивающие литослой снизу и сверху.

15-В, карбонатный (0,26 м). «Кости верхние» (Искюль, 2013) – массивная и твёрдая плита весьма слабogliнистого известняка двойного строения. В нижней части (13 см) – известняк со структурой вакстоуна-пакстоуна, мелкими пятнами розовато-серый и светло-серый. Верхняя часть (12 см) образована двумя слоями биокластового известняка, нижний (7 см) – серый средне-мелкобиокластовый пакстоун с одной-двумя диастемами 1-го типа, верхний (5 см) – тёмно-серый средне-крупнобиокластовый грейнстоун.

16-В, глинисто-карбонатный (0,35 м). Известняки тонкослоистые (3-5 см), с линзовидно-полукомковатой отдельностью, розоватые с серыми мергелистыми контактами. Вверх разглиниваются от средне- до сильно-алевроглинистых. Подошва резкая. В рельефе обнажения пачка образует хорошо выраженную борозду.

17-В, карбонатный (0,74 м). Толстоплитчатые, слабо-алевроглинистые известняки с переходной нижней границей, розовато-серые, твёрдые; образуют три пласта по 25-27 см, нередко расслаивающиеся по парастилолитам на плитки по 5-10 см. В кровле отмечен прерывистый горизонт незрелого фирмграунда с белёсой фосфатной импрегнацией глубиной до 1 см на возвышениях (Кп-10).

Путиловская пачка (1,1 м)

18-В, глинисто-карбонатный. Известняки светло-сиреневые, сильно-алевроглинистые (21-23%), с серыми мергелистыми контактами, в основном тонкослоистые (2-5 см) и линзовидно-комковатые, в верхних 76 см переслоенные алевроглинами, биокласто-микроспаритовые. Алевроглины серые и сиреневато-серые, с содержанием алеврита до 50%; мощность прослоев 1-7 см, возрастает в верхней половине.

(а) 26 см. Известняки тонкослоистые (3-5 см), линзовидно-полукомковатые, без пропластков глин.

(b) 9 см. Более массивный пласт средне-алевроглинистого (18%) известняка с тёмно-серыми доломито-мергелистыми ходами талассиноидов посередине.

(с) 46 см. Переслаивание известняков и алевроглин; насчитывается 7 основных карбонатных слоев по 2-8 см с линзовидно-полукомковатой текстурой, разделённых пропластками глин по 1-2 см, до 4 см в середине.

(d) 13 см – плотный пласт из трёх слоёв известняка с мергелистыми контактами.

(e) 17 см – переслаивание известняков и алевроглин; насчитывается два карбонатных слоя (3 и 7 см), ограниченных прослоями алевроглин по 2 см и, в подошве, 6-8 см.

Плехановская пачка (0.82 м)

19-В, относительно карбонатный. Известняки толстоплитчатые, с единичными тонкими прослоями глин, в верхних 0,5 м содержат в различном количестве гётитовые оолиты («верхний чечевичный слой»). Литослой (пачка) имеет трёхчленное строение.

(а) 30 см. Три карбонатных слоя по 9-12 см; верхний более глинистый, ограничен тонкими глинистыми пропластками. Известняки сильно-алевроглинистые, светло-серые, с едва видимыми горизонтами белёсых и розоватых фосфатных диастем.

(б) 20 см. Пласт мергеля/мергелеподобного известняка, ограниченный в подошве и кровле тонкими пропластками глин. Сложен тремя литотипами, переходящими друг в друга без чётких контактов, снизу вверх: 1) 7 см – известняк мергелистый (%), светло-серый со светло-красными пятнами на участках с мелкими псевдо-оолитами, подстилается прослоем ~0,5 см светло-красной глины. 2) 5 см – мергель светло-коричневый с мелкими оолитами и обильными глинистыми биотурбациями по напластованию. 3) 9 см – известняк мергелеподобный, светло-серый.

(с) (0,31 м). Серый толстоплитчатый известняк с обильными (до 14-15%) гётитовыми оолитами-«чечевицами». В нижней части (15 см) известняк сильно-алевроглинистый, с оолитами диаметром до 1,5 мм; в 2 см над подошвой – прерывистый фирмграунд с жёлтой гетитовой импрегнацией до 1 см глубиной. В верхней части (12 см) известняк средне-алевроглинистый, с оолитами диаметром до 2,5 мм. В верхних 3 см крупные оолиты резко сменяются мелкими оолитами и, в кровле, псевдо-оолитами; кровля слоя имеет светло-красную окраску.

Симанковская пачка (~3.1 м, неполная)

Симанковская пачка лежит под почвенным слоем и сильно выветрена (трещиноватая, оглиненная, с наложенной желтоватой и белёсой окраской). По этой причине ниже приводится лишь краткое описание её строения, необходимое для сопоставления с более полным разрезом Лава-2, изображённым на рис. 6.4.

Литослои 20-В и 21-В (1.1 м). Выделяются как относительно плотный карбонатный интервал, сложенный известняками средне-волнисто-слоистыми, глинистыми, с мергелистыми контактами, розоватыми. Мощность на 0.1 м выше, чем на разрезе Лава-2.

Литослой 22-В (1.2 м). Относительно рыхлый, тонкослоистый и глинистый. Основная часть (слои а-с; 80 см) сложена тонко-линзовидно-комковатыми мергелистыми известняками, переслоенными прослоями мергеля по 1 см. Более плотный интервал на высоте примерно 20-60 см отвечает слою b. Верхняя часть (слой d; 36 см) сложена массивной мергелеподобной рыхлой породой. Мощность на 0.1 м выше, чем на разрезе Лава-2.

Литослой 23-В (~0.7 м). Относительно карбонатный интервал, опознаваемый по более крупной плитчатости (3-6 см) и редукции мергельных прослоев. Известняки сильно выветрелые и трещиноватые по напластованию, розоватые, желтоватые, по трещинам оглееные. Выше описание не проводилось (~0,8 м).

Обнажение Лава-2 расположено на правом берегу р. Лава в 500 м ниже устья р. Кавры (вероятно, это обнажение №23 по Н.В. Искюль и С.С. Кузнецову, 1962). Здесь расчистками вскрыта верхняя часть плехановской пачки (у уреза воды) и вся симанковская пачка.

Плехановская пачка (0.82 м)

19-В, относительно карбонатный (0.88 м). Состоит из 6 слоёв известняков-биомикроспаритов, относящихся к разным литотипам. Нижняя часть (0.3 м), аналогично разрезу Лава-1, сложена тремя пластами светло-серых глинистых известняков мощностью по 9-12 см; верхний более глинистый, отделён в подошве пропластком глины (~1 см). В известняках установлены частые уровни белёсых и розоватых фосфатных диастем б-типа.

Четвертый слой (16 см) – известняк с мелкими гётитовыми псевдо-оолитами, сильно алевроглинистый (23%), светло-красный с серыми пятнами, разлинзованный парасилолитами. Ограничен пропластками до ~0,5 см красной глины с псевдо-оолитами.

Пятый слой (3 см) – известняк линзовидно-комковатый, в нодулях средне-алевроглинистый, с мергелистыми контактами, розоватый, с красными пятнами в подошве.

Шестой слой (0.36 м) – сравнительно однородный пласт крепкого вакстоуна-пакстоуна, розоватого с частыми тёмно-серыми и чёрными пятнами «доломитовых следов рытья». В основной части известняк слабо-алевроглинистый (14-15%), в верхних 12 см переходит в средне-алевроглинистый (18-19%). Содержит прерывистые горизонты фирмграундов с фосфатной импрегнацией белёсого и серого цвета (до 0,5-1 см). В шлифах - редкий мелкий глауконит.

Симанковская пачка

Строение пачки в разрезе Лава-2 очень близко разрезу Волхов-1 (который можно считать продолжением её лектостратотипа у д. Званка). Отличия незначительны и заключаются в некотором обогащении алеврито-глинистым компонентом, отсутствии фосфатных диастем (в литослоях 21-В и 25-В), наличии пропластков мергеля в литослое 21-В. Свита сложена глинистыми биокласто-микроспаритовыми известняками розоватого, прослоями зеленоватого цвета, варьирующими от мергелистых до средне-алевроглинистых, с подчинёнными прослоями глин и глинистых мергелей. В шлифах

обычно наблюдается чередование мелких пятен средне-мелкобиокластового пакстоуна-вакстоуна и тонкобиокластового вакстоуна-мадстоуна, обусловленное биотурбацией.

Литослой 20-В, глинисто-карбонатный (0.32 м). Известняки сильно- и весьма сильно-алевроглинистые (25-28%), средне-слоистые (5-7 см), с единичными пропластками известковистых глин/глинистых мергелей. В шлифах преобладает структура тонкобиокластового вакстоуна.

Литослой 21-В, относительно карбонатный (0.77 м). Переслаивание известняков сильно-алевроглинистых (20-23%), мощностью по 5-7 см, со сходно окрашенными тонкими пропластками известковистых глин и мергелей мощностью по 1-2 см. В шлифах известняков наблюдается аналогичная микроструктура.

Литослой 22-В, глинисто-карбонатный (0.8 м). Мергелистый интервал, сложенный переслаиванием мергелистых известняков (25-26%) и мергелей. Состоит из четырёх частей. В нижней (0,3 м) и третьей (0,2) наблюдается неконтрастное линзовидно-комковатое чередование известняка и мергеля. Карбонатные слои представлены цепочками разобшённых линз мощностью до 3-4 см, прослой мергеля имеют мощность 1-3 см. Во второй части (0,3м) выделяются три более мощных (7-8 см) и крепких известняковых слоя, разделённых такими же пропластками мергеля.

Верхняя часть (0.32 м) сложена мергелем известковистым (30-32% АГК), массивным, с преобладанием структуры тонкобиокластового вакстоуна-мадстоуна. В увлажнённом состоянии мергель выделяется особенно яркой светло-розовой окраской.

Литослой 23-В, относительно карбонатный (0.6 м). Известняк сильно- (25%, в подошве) и средне-алевроглинистый (18-19%), средне-толстослоистый. Характерны слои мощностью 9-10 см, с неотчётливо выраженным линзовидно-полукомковатым строением и мергелистыми контактами (~1 см); более мелкие слои (2-5 см) обладают более контрастной линзовидно-комковатой текстурой и повышенной глинистостью.

Литослой 24-В, глинисто-карбонатный (0.26 м). Известняки тонко-волнисто-плитчатые, сильно-алевроглинистые (25%, в подошве и кровле) и мергелеподобные (30%, во внутренней части), образуют тонкие (2-4) слои с линзовидно-комковатой текстурой и мергелистыми контактами.

Литослой 25-В, карбонатный (0.5 м). Пачка с растущей вверх карбонатностью и мощностью слоёв, состоит из двух частей, связанных постепенным переходом. Нижняя часть (0.14 м) сложена известняком тонкослоистым (4-5 см), сильно-алевроглинистым (20,5%), розовато- и зеленовато-серым; нижний слой линзовидно-полукомковатый. Верхняя часть – относительно массивный твёрдый известняк (0.36 м), светло- и розовато-серому, средне-алевроглинистый (вверх от 18 % до 16 %), с несколько более плотной

биокасто-микроспаритовой структурой. Встречаются намывы раковинной фауны – брахиопод, трилобитов, мшанок. В верхних 30 см отмечены крупные троговые ихноструктуры, аналогичные таковым в литослое 21-В разреза Лава-1, но концентрирующие биокласты.

Литослой 26-В, глинисто-карбонатный (0.74 м). В основной части (0.6 м) – известняки средне- и толстослоистые, на грани средне- и сильно-алевроглинистых (20-21%). Карбонатные слои мощностью 10-14 см разделены пропластками мергелей (до 1 см). По скоплениям мергелистых ихнитов развивается более тонкая, часто линзовидная плитковатость. Верхняя часть (0.14 м) - три линзовидных слоя мергелеподобного известняка (3-4 см), разделённых пропластками глинистого мергеля или глины (1-2 см).

Литослой 27-В, карбонатный (0.35 м). Выделяется в разрезе как относительно твёрдый, без заметных прослоев мергеля, известняковый пласт с растущей вверх карбонатностью. В подошве (6-7 см) известняк аналогичен породам литослоя 28-В – сильно-алевроглинистый, с более яркими тонами бледно-розоватой окраски. В основной части известняк заметно более твёрдый и светлый (светло-серый и розоватый), слабо-алевроглинистый (14-15%), в средней части с линзовидной плитковатостью по скоплениям глинистых ихнитов. В шлифах резко преобладает микроспаритовый матрикс. Пласт вкрест и вдоль напластования пронизаны тонкими ветвящимися ихнитами с глинистым заполнением, лилового цвета. По их сгущениям, а также по мелким зеркалам скольжения развивается полуконковатая отдельность.

Верхняя граница кундаского горизонта представлена мелко-бугристым фирмграундом As-1 с розовато-коричневой фосфатной импрегнацией глубиной до 1-1,5 см. Фирмграунд перекрыт слоем слабо-алевроглинистого крепкого известняка (5 см) со структурой тонкобиокластового пакстоуна и редкими неокатанными фосфатизированными интракластами; визуально отмечается единичный мелкий глауконит.

КАРЬЕР ВОЙБОКАЛО (КАНЦЫ). Ныне заброшенный карьер у ж.д. станции Войбокало разрабатывался в 50-х г.г. XX в. В настоящее время от него остались две отработанные площади (западная у д. Войпала и восточная у д. Концы) с характерным техногенным рельефом из кулисообразно расположенных отвалов-гряд и прудов между ними. Здесь сохранились отложения пограничной части волховского/кундаского горизонтов, выходы которых располагаются на западном краю восточной площади в 80 м севернее дороги Войбокало-Плитняки. От разреза Лава-1 данный разрез отличается строением вокаской пачки, в средней части которой появляются «фоновые» микрофации – без Fe-оолитов, с редкими зёрнами глауконита и более мощными прослоями глин (рис.

6.5). Также меняется облик поверхностей перерыва Кп-2 и Кп-2а. Первая из них превращается в цепочку интракластов с белёсой и сиреневой импрегнацией, вторая, наоборот, превращается в ярко выраженную эрозионную поверхность.

Изученный разрез начинается верхним слоем пачки «короба» волховской свиты (9 см). Это твёрдый слабо-алевроглинистый известняк со структурой вакстоуна/пакстоуна, сиреневато- и зеленоватого оттенка, с горизонтами ярко окрашенных (сиреневых) фирмграундов и рассеянными зёрнами мелкого глауконита. В верхней части отмечены скопления гётитовых псевдо-оолитов и гётитизированного детрита, маркированных малиновыми пятнами. **Нижняя граница кундаского горизонта** маркирована сдвоенным хардграундом Кп-1, неровным, аналогичным по облику разрезу Лава-1. Над и, реже, под хардграундом встречаются редкие плоские ожелезнённые гальки, исверленные *Trypanites*, с гётитовыми корками.

Вокаская пачка (0.88 м)

Зона *expansus-acuminatus*. Аллопачка 1 (0.42 м) состоит из 7 карбонатных слоёв (известняки-биомикроспариты), разделённых тонкими пропластками глиен мощностью 1-2 см. В трёх первых слоях встречаются мелкие норки *Scolithos* (?), заполненные псевдо-оолитами.

Слой 1 (9 см) – известняк с обильными мелкими гётитовыми псевдо-оолитами, пятнами коричневатый и светло-серый, на грани средне- и слабо-алевроглинистого.

Слой 2 (7-8 см) - известняк внешне аналогичный подстилающему, но сильно-алевроглинистый.

Слой 3а (3 см) – линзующийся прослой сильно-алевроглинистого известняка такого же облика (1,5-2 см).

Слой 3б (8-9 см) – Известняк сильно-алевроглинистый, в нижней части светло-серый и коричневатый-серый с обильными мелкими псевдо-оолитами; в верхней – светло-серый с подчинёнными кирпично-красными пятнами, маркирующими редкие скопления мелких псевдо-оолитов. Контакт между литотипами биотурбирован.

Слои 4 и 5 (4 и 9 см) – известняки сильно-алевроглинистые, зеленовато-светло-серые с желтоватыми и красноватыми пятнами.

Поверхность перерыва Кп-2 в кровле 3-го карбонатного слоя представляет собой прерывистый фирмграунд/диастему 2-го типа с белёсой и светло-сиреневой импрегнацией до 1 см, с наиболее глубокими «оолитовыми» норками (до 5 см).

Аллопачка 2 (0.22 м).

Слой 6 (0.16 м) объединяет два слоя светло-серого глинистого известняка с редким мелким глауконитом: а) 8 см - средне-алевроглинистый, твёрдый, в кровле - цепочка

мелких фосфатизированных интракластов от переработанного фирмграунда, вероятно - Кп-2. б) 8 см - сильно-алевроглинистый и мергелистый, мелко-трещиноватый по напластованию, с мелкими фосфатизированными гальками.

(0.1 м). Известняк светло-серый, с коричневатыми и рыжими пятнами-скоплениями крупных (до 2 мм) гётитовых оолитов, сильно-алевроглинистый. Нижняя граница - неровная поверхность размыва без импрегнации, над которой наблюдается скопление галек. Гальки несут жёлтую гётитовую импрегнацию сверху и серую фосфатную - снизу, иссверлены трипанитами. В кровле развит «островной» фирмграунд **Кп-3** с прерывистой фосфатной белёсой и серой импрегнацией глубиной до 0,5 см.

Зона *raniceps-striatus*. Аллопачка 3 (=лопухинская пачка А.Ю. Иванцова, 1990). Основная часть (13 см) содержит обильные крупные (до 2.5 мм) чечевицеобразные гётитовые оолиты; состоит из трёх слоёв. Слой 1 – бежевый мергель (~1-2 см) со светло-серыми желваками известняка без оолитов (до 3 см); крупные оолиты из мергеля проникают по биотурбациям в верхнюю часть аллопачки 2.

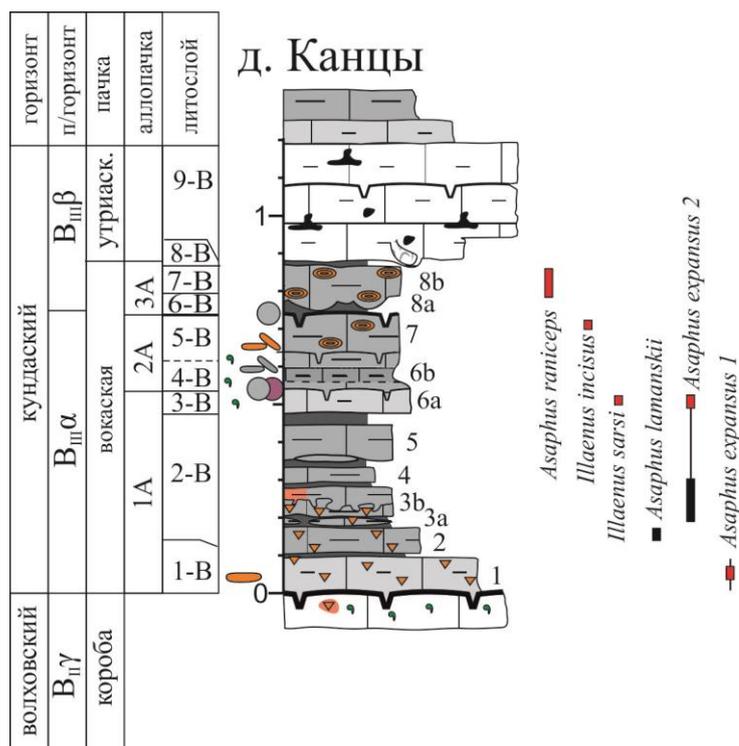


Рис. 6.5. Строение вокаской пачки в карьере Канцы. Условные обозначения см. на рис. 6.3

Слой 2 (2-4 см) – глина серая с ржавыми пятнами (скоплениями оолитов); слой перемят и пережат карбонатными желваками в подошве вышележащего слоя. Слой 3 (~8-11 см) – известняк сильно-алевроглинистый, светло-серый, в основной части (7-8 см)

кажущийся ржавым из-за переполняющих его оолитов. В подошве слой наращивается горизонтом желваков известняка изменчивой мощности (до 4-5 см), почти без оолитов.

К кровле - прослой светло-серой глины (1 см).

Базальная часть утриаской пачки (0,3 м) сложена известняком слабо-алевроглинистым, твёрдым, светло-серым, с жёлтыми пятнами доломитизации.

ПУТИЛОВСКИЙ КАРЬЕР. Расположен в 5 км западнее п. Путилово, вытянут на 1,8 км вдоль глинта. В карьере вскрыты отложения верхней части биллингенского, волховского (в северной части) и кундаского (в южной части) горизонтов. Кундаский горизонт обнажён почти на полную мощность, исключая верхнюю часть зоны *sulevi* и зону *laevissimus*. Строение кундаской части разреза близко разрезу Лава-1 со следующими отличиями:

1) Наблюдается слабая редукция вокаской, утриаской, путиловской и плехановской пачек. Последние три характеризуются слабым ростом карбонатности.

2) Отсутствуют красные пятна в вокаской пачке.

3) В плехановской пачке отсутствует аномальное разглинивание в подошве верхнего «оолитового слоя».

4) Основным отличием является строение симанковской пачки, где литослои 22-В и 23-В сложены литотипами Fe-оолитовой литофации. В результате данный интервал приобретает следующие особенности:

- Появляются мелкие гётитовые псевдо-оолиты и оолиты с характерной коричневатой и красной окраской вокруг их скоплений.

- Известняки слабо разглиниваются, в кровле появляется мощный прослой глины.

Колонка Путиловского карьера приведена на рис. 9.3.

5.3. КАРБОНАТНЫЕ РАЗРЕЗЫ

На территории Ленинградской области, северных частей Псковской и Новгородской областей, Эстонии и северо-западной Латвии разрезы кундаского горизонта карбонатного типа распространены почти повсеместно, в целом располагаясь над Новгородским блоком фундамента. Вдоль глинта они наблюдаются от крайнего запада Эстонии до р. Тосна в окрестностях Санкт-Петербурга. К югу от глинта они прослеживаются до широты г. Новгорода (Мишина Гора, скв. Пирогово, Выбити и др.). Здесь характерны следующие особенности:

1) Границы горизонта маркированы хардграундами, разрез конденсирован (6,5-7,5 м);

2) Подгоризонт $V_{III\alpha}$ и нижняя часть $V_{III\beta}$ сложены ультра-конденсированной вокаской пачкой (0,25-0,55 м).

3) Над-вокаская часть горизонта сложена высоко карбонатными, толстоплитчатыми эндоцератитовыми известняками (и вторичными доломитами) с обильными фосфатными поверхностями перерыва, принадлежащими пачкам: утриаской (массивная), силламяэской (более глинистая и тонкослоистая) и валгейыэской (массивная). Валгейыэская пачка отвечает всему подгоризонту В_{III}. В пределах узкой субширотной полосы по линии р. Поповка – Тайцы – скв. 67 – д. Тютицы для валгейыэской пачки характерна небольшая редукция мощности, обогащение гётитовыми микроконкрециями и, в интервалах с последними – незакономерное разглинивание известняков. В отличие от более восточных разрезов, здесь не наблюдается резкого разглинивания отложений В_{III} выше слоёв с *Asaphus minor*.

На линии отрезке глинта от р. Тосна до р. Сытке выделены пять разрезов и их групп, отражающих различные варианты изменения мощностей и литофаций: 1) р. Поповка, 2) карьер Тайцы и карьеры горы Кирхгоф, 3) р. Копорка и карьер Широково, 4) р. Сытке, 5) скважины Парицы, Кемполово, Лисино.

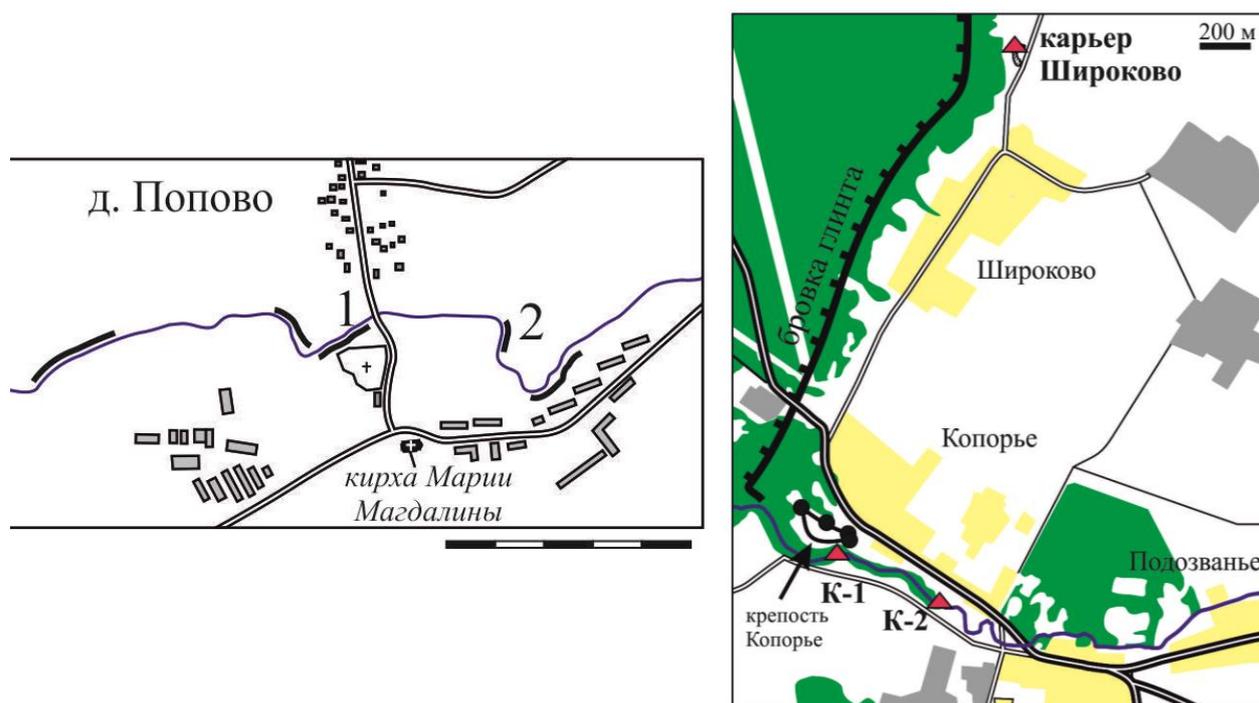


Рис. 6.6. Положение изученных разрезов на р. Поповка (слева, деление линейки 100 м) и в окрестностях п. Копорье (справа).

Река ПОПОВКА. Здесь вскрыт полный разрез кундаского горизонта, по мощности и набору пачек относящийся к карбонатному типу, но ещё сохраняющий такую особенность переходных разрезов, как глинисто-карбонатный состав слоёв 2U и 4U. Особенностью восточных разрезов карбонатного типа (Поповка, Ижора, Тосна) является сплошная

доломитизация, ограничивающая возможности фациального анализа и биостратиграфии по карбонатным фоссилиям. Структура и окраска доломитов обычно не коррелируют с литотипами исходных известняков, так что фиксация всего разнообразия эпигенетической доломитизации не имеет стратиграфического смысла. Непосредственно в обнажении могут быть выделены лишь крупные тела ранга пачек (различающиеся характером напластования), которые затем могут быть расчленены на слои по данным некарбонатного анализа. В частности, в нижней половине утриаской пачки таким способом могут быть выделены слои глинистых доломитов (слои 2U и 4U), разделённые более чистыми доломитами (слои 1U, 3U и 5U). Ещё одной особенностью разрезов является поперечный к напластованию (гляцио-)тектонический кливаж, из-за чего при выветривании почти не вырабатывается пилообразный профиль обнажений.

На р. Поповка изучены два обнажения (рис. 6.6). Основная часть горизонта (В_{ша}, В_{шб} и низы В_{шг}) изучены в классическом обнажении «Антиклиналь» на правом берегу выше моста в д. Попово (разрез 1).

Нижняя граница кундаского горизонта – резко выраженный неровный хардграунд Кп-1 со сплошной полосой сиреневой фосфатной импрегнации (до 2-3 см) и единичными сверлениями *Trypanites*. Амплитуда рельефа достигает 4-6 см. Встречаются эрозионные карманы глубиной до 8 см, заполненные светло-серым и сиреневатым известняком-биомикроспаритом, слабо-алевроглинистым, с мелким глауконитом и единичными псевдо-оолитами.

Вокаская пачка (0,4 м)

Светло-серые глинистые известняки, биокласто-микроспаритовые («вакстоуны»), образуют три слоя мощностью по ~10 см, разделённые тонкими прослоями серых глин. Известняки и глины содержат обильные гётитовые микроконкреции («оолиты», «чечевички»), размер которых возрастает вверх. Известняки тотально биотурбированы, расслоены парастилолитами на мелкие плитки и неправильные линзы.

1А (16 см). Известняк с обильными мелкими (от 1 мм и менее) гётитовыми микроконкрециями; в подошве сильно-алевроглинистый (22%), с мелкими псевдо-оолитами и переотложенным мелким глауконитом, выше мергелистый (26%), с мелкими оолитами. В нижней части характерны плоские, исверленные и ожелезнённые гальки с гётитовыми корками, выше – гравий того же типа. Часты мелкие норки *Scolithos* (?) и *Gastrohaenolithes*, заполненные оолитами и псевдо-оолитами. В кровле слоя наблюдаются редкие «лепёшки» сиреневой и бордовой гематит-фосфатной импрегнации глубиной до 1,5 см, шириной 0.5-3 см, расстояние между которыми составляет 10-25 см. «Лепёшки»

представляют собой селективно литифицированные и фосфатизированные выступы поверхности перерыва Кп-2. К данному уровню приурочены наиболее глубокие норки.

2А (~11 см). Интервал содержит гётитовые оолиты чечевицеобразной формы размером до 1,5 мм. Состоит из двух слоёв. **а)** Невыдержанный по мощности (1-2) прослой серой глины с более крупными оолитами (до 1.5 мм). **б)** Мергелеподобный (28%) известняк мощностью 8-9 см, с многочисленными оолитами. Известняк светло-серый со светло-коричневыми пятнами по скоплениям оолитов. Кровля слоя – бугристый фирмграунд Кп-3 с серой и белёсой фосфатной импрегнацией глубиной до 1 см.

3А (10 см). Интервал содержит гётитовые оолиты чечевицеобразной формы размером до 2,5 мм. Состоит из двух слоёв. **а)** Прослой серой пластичной глины (1.5-2.5 см) с обильными оолитами, неравномерно пережатый желваковидными выступами в подошве вышележащего слоя. Нередко отделяется от подстилающего фирмграунда тонким (1 см) пропластком бежевого мергеля с такими же оолитами. **б)** Сильно-алевроглинистый (24%) известняк мощностью 7-8 см с неравномерно рассеянными оолитами. Подошва бугристая, желваковая из-за переплетающихся на этом уровне ходов талассиноидов (?). Кровля сильно биотурбирована, содержит только мелкие оолиты и псевдо-оолиты.

Над-вокаский интервал лообуской свиты

Сложен, преимущественно, вторичными доломитами. В разрезе наблюдается чередование сероцветных (в широком смысле) и подчинённых по мощности красноцветных интервалов. Последние расположены примерно на равном расстоянии друг от друга и не коррелируют с вещественным составом пород.

Утриаская пачка (3,4 м)

Опознаётся как толстоплитчатый карбонатный интервал с частыми остатками прямых наутилоидей и многочисленными уровнями переработанных фосфатных поверхностей перерыва. Последние контрастно проявлены на фоне доломитов благодаря эпигенетической белой окраске и мучнистому (пелитоморфному) сложению. По данным некарбонатного анализа и реликтов исходных структур выделены 7 литослоёв (рис.6.7), границы которых проводятся по изменениям вещественного состава (карбонатности) и также структурного характера пород (6U/7U).

Силламяэская пачка (0,6 м)

Выделяется глинистым составом и средне- и тонкослоистой (8-10 см, до 2-3 см) текстурой. Сложена доломитами сильно-алевроглинистыми, т/з. и м/з., мелкопористыми, светло-красными (по поверхностям напластования и, в тонких прослоях, целиком) и желтоватые/зеленоватыми. В верхних 20 см доломиты светло-сиреневые по поверхностям напластования и светло-серые/желтоватые/зеленоватые (мелкими пятнами) во внутренних

частях. Карбонатные слои обладают мергелистыми швами, разделены редкими тонкими пропластками глин; в середине пачки прослой глины до 3.5 см.



Рис. 6.7. Строение над-вокаской части кундаского горизонта на разрезе Поповка-1 («Антиклиналь»). Условные обозначения см. на рис. 6.3.

Валгейвэская пачка (3,1 м)

Верхний толстоплитчатый интервал лообуской свиты состоит из двух подпачек и 10 литослоёв. *Нижняя подпачка* (1.4 м) представлена массивным пластом слабо-алевроглинистого м/з. доломита с частыми (через 4-10 см) фосфатными диастемами с бледно-сиреневой и белой импрегнацией. В разрезе 1 доломит сероцветный, в разрезе 2 - кирпично- и вишнёво-красный, с частыми «волосяными» трещинами кливажа, выполненными зеленоватой глиной. В составе пачки выделяются три литослоя, сложенные внешне одинаковыми доломитами.

Литослой 1-V характеризуется ростом карбонатности вверх и появлением всё более ярко выраженных поверхностей перерыва. В подошве по пропласткам сиреневой глины по 0,5-1 см обособляется слой средне-алевроглинистого доломита. В кровле (58-65 см над подошвой пачки) лежит серия из трёх сближенных незрелых хардграундов/фирмграундов; по верхнему из них проводится кровля литослоя. Литослой 2-V, напротив, демонстрирует уменьшение карбонатности вверх, сперва слабое, затем ярко выраженное (до средне-алевроглинистой породы). Литослой 3-V соответствует новому пику карбонатности.

Верхняя подпачка сложена чередованием сильно- и слабо-алевроглинистых доломитов (в верхней части – известняков). Целиком подпачка вскрыта на разрезе 2, где для неё характерны красные и сиреневые тона окраски и, в различном количестве, гётитовые псевдо-оолиты. В её составе выделены 7 литослоёв, в большинстве случаев ярко различающихся по карбонатности и направленности изменения основных признаков. Лишь 7-U и 8-U близки друг другу литологически и, в первом приближении, могли бы быть объединены в одну единицу. Однако, в пределах изученной территории, они постоянно различаются направленностью изменения литолого-фациальных признаков. Так, в литослое 7-U снизу вверх карбонатные слои становятся менее глинистыми и более массивными; в литослое 8-U – наоборот, причём данный литослой выделяется более тонкой стратификацией.

Разрез Поповка-2. Верхняя часть Вшү – «верхний оолитовый слой» – изучена на левом берегу, в 270 м ниже упомянутого моста, в расчистке П.В. Фёдорова. Границы трилобитовых зон *minor-pachyophthalmus*, *sulevi-ingrianus* и *laevissimus* проведены условно, по аналогии с разрезом в карьере у д. Нижняя. Описание приведено на рис. 6.8.

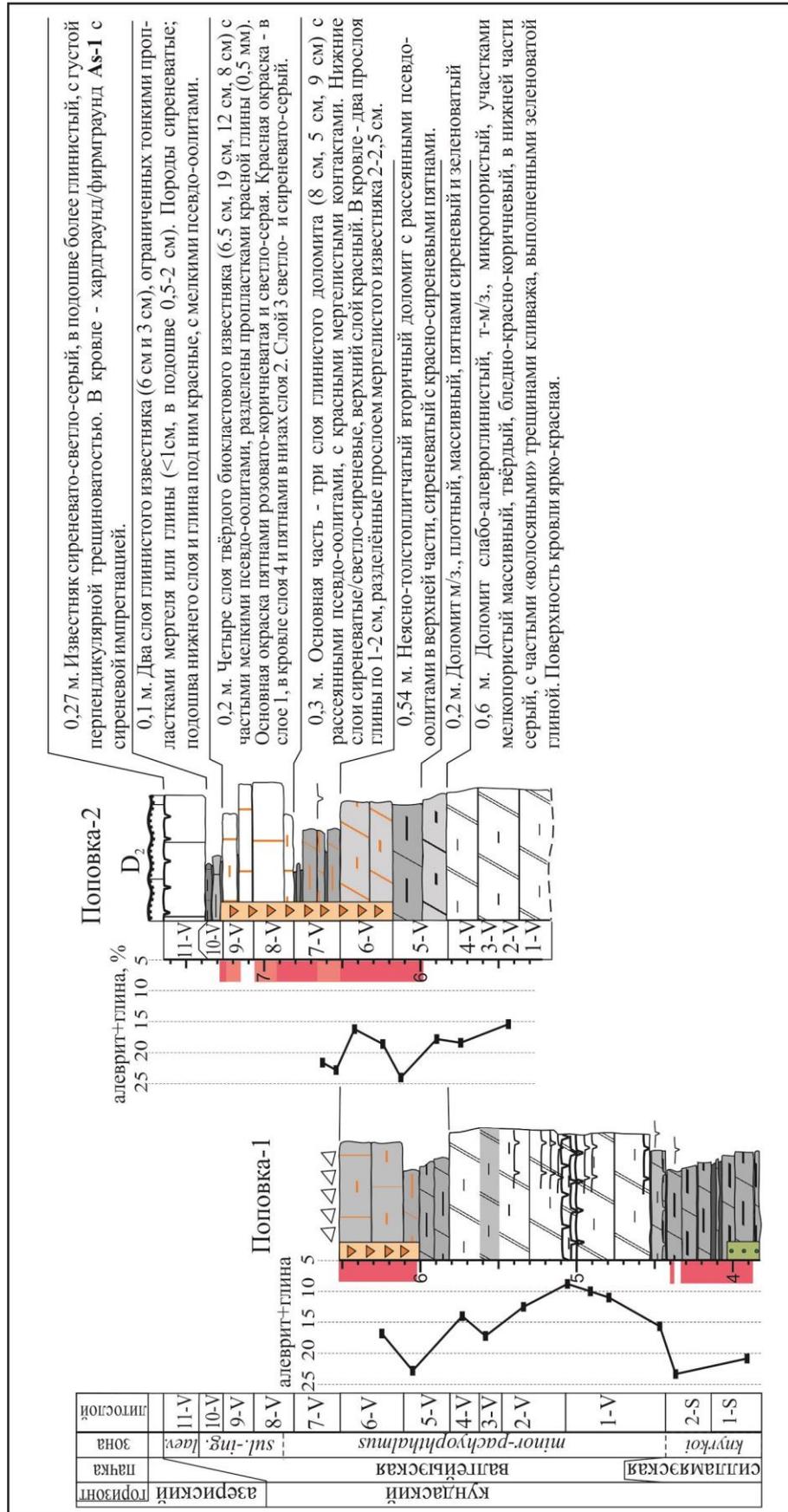


Рис. 6.8. Валгейэская пачка на разрезе Поповка-2. Условные обозначения см. рис. 6.3

КАРЬЕР У Д. НИЖНЯЯ И ГОРА КИРХГОФ. Указанные разрезы, как и р. Поповка, располагаются в зоне развития «оолитовых» разрезов валгейвэской пачки. Они отстоят друг от друга на 3 км и представляют интерес, во-первых, из-за минимальной доломитизации, во-вторых, из-за возможности изучить фациальные переходы между почти идентичными по мощности и строению разрезами, один из которых содержит Фе-оолиты и псевдо-оолиты (карьер у д. Нижняя), а второй нет. В составе пачки выделяются те же 11 литослоёв.

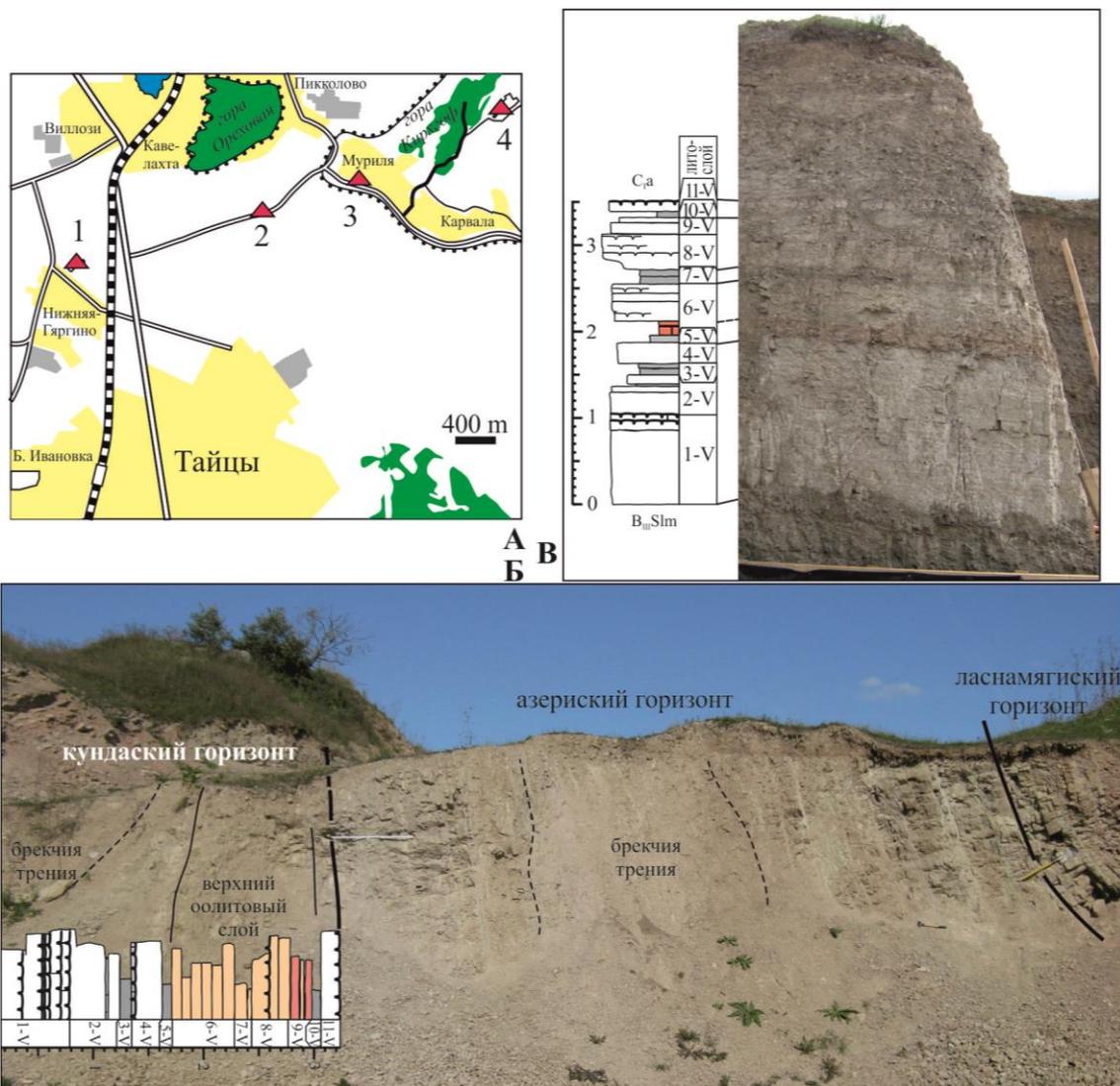


Рис. 6.9. **А** – выходы дочетвертичных отложений в районе ст. Тайцы и Дудергофских высот: 1) карьер у д. Нижняя, 2) придорожный карьер, 3) разрез Кирхгоф-1, 4) группа карьеров Кирхгоф-2. **Б** – фрагмент стенки в карьере Тайцы. **В** – фрагмент разреза Кирхгоф-1.

1. Карьер расположен на северной окраине д. **Нижняя** (2,25 км севернее ст. Тайцы) и вытянут примерно по оси линейной эпидермальной антиклинали с простиранием ВСВ.

Антиклиналь образована за счёт срыва приповерхностной части карбонатного разреза (верхи кундаского горизонта – ласнамягиский горизонт) по глинистым известнякам путиловской пачки кундаского горизонта. Выходы валгейызской пачки изучены в ЮВ крыле складки в центральной части карьера (рис. 6.9, В). Здесь в стратиграфической последовательности вскрыты:

Валгейызская пачка (3,22 м)

Нижняя подпачка (1,62 м). Массивно-плитчатые эндоцератитовые известняки, светло- и розовато-серые, с пятнистой доломитизацией (желтоватые пятна), с фосфатизированными горизонтами «мягкого дна» (частые, переработаны в цепочки мелких белёсых пятен) и «плотного дна» (редкие, выдержанные, неровные). Часто встречаются «усечённые» ортоконы эндоцератоидей. В составе подпачки выдены четыре литослоя.

1-V (0,8 м). Известняк слабо-алевроглинистый, в верхних 0,25 м – весьма слабо-алевроглинистый, с серией из пяти прерывистых неровных поверхностей перерыва и особенно многочисленными эндоцератоидеями. Поверхности перерыва весьма неровные, с амплитудой 1-2 см и белёсой фосфатной импрегнацией глубиной ~0,5 см (незрелый хардграунд-фирмграунд). Раковины эндоцератоидей также выделяются белёсым заполнением. В подошве – поверхность послойного срыва с брекчией трения.

2-V (45 см). Известняк слабо-алевроглинистый, без ярко выраженных поверхностей перерыва (только диастемы). В 33 см над подошвой – тонкий (2-3 см) прослой сильно-алевроглинистого известняка со скоплениями лиловатых глинистых ихнитов на поверхностях напластования.

3-V (8 см). Известняк средне- и сильно-алевроглинистый, тонкоплитчатый (из-за скоплений лиловатых глинистых лентовидных ихнитов по напластованию), менее насыщенный биокластами.

4-V (0,28 м). Известняк светло-серый, с коричневатыми и желтоватыми пятнами доломитизации, со структурой вакстоуна-пакстоуна. Слабо-алевроглинистый, крепкий (аналогичный 2-V), в подошве и кровле более глинистый. В 3-4 см над подошвой и 3-4 см ниже кровли лежат неровные/бугристые прерывистые горизонты «плотного дна» с неглубокой белёсой фосфатной импрегнацией.

Верхняя подпачка (1,6 м) в данном разрезе обогащена мелкими гётитовыми микроконкрециями («верхний чечевичный слой») и выделяется коричневатой и пятнисто-красной окраской, толсто- и среднеплитчатой текстурой известняков и наличием тонких глинистых пропластков. По карбонатности и текстуре уверенно выделяются семь литом с литологически чёткими границами.

5-V (0,1 м). Известняк доломитизированный, сильно-алевро-глинистый, трещиноватый, пестроцветный (сиреневатый с красными пятнами в кровле).

6-V (0,56 м). Известняки серые и коричневато-серые, с мелкими гётитовыми оолитами, средне- и (в кровле) слабо-алевроглинистые, доломитизированные, растрескиваются на «слои» по 9-10 см. В нижней части (16 см) насыщены мелкими оолитами, в подошве с густыми тонкими малиновыми прокрасами (по ходам инфауны). Выше количество оолитов быстро уменьшается и они уступают место псевдо-оолитам. Посередине слоя проходит прерывистый фирмграунд с белёсой фосфатной импрегнацией до 1 см.

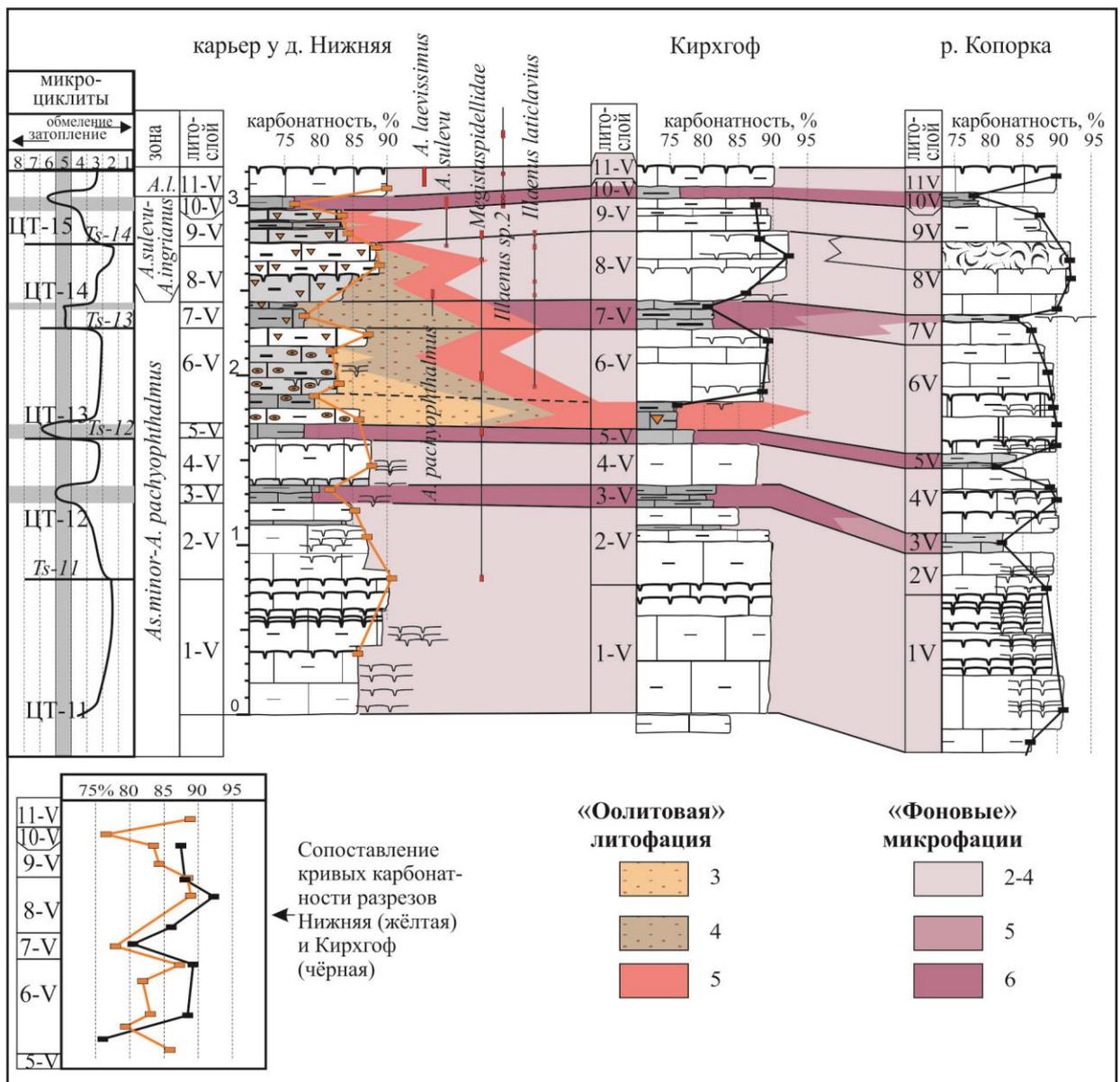


Рис. 6. 10. Строение валгейвэской пачки в разрезах Ижорского глинта и соотношение фоновых микрофаций и «оолитовых» литотипов. Условные обозначения на рис. 6.3. Описание микрофаций приведено в главе 8.

7-V (0,15 м). Два слоя (11 и 4 см) коричневатого- и розовато-серого серого известняка, сильно-алевроглинистого, с рассеянными гётитовыми псевдо-оолитами, трещиноватого. Верхний слой – линзовидно-желваковый, с мергелистыми контактами, ограничен тонкими пропластками серых и розоватых глин, мощность которых в результате (гляцио-) тектонического нагнетания варьирует от нуля до 2 см.

8-V (0,34 м). Известняк толстоплитчатый, твёрдый, в основной части коричневатого- и бежево-серый, с обильными гётитовыми псевдо-оолитами; в верхних 5 см – сиреневатый, с редкими псевдо-оолитами, поверхность кровли разглинена и несёт красные пятна. На высоте 15-16 см – фирмграунд с белёсой фосфатной импрегнацией (0,5-1 см), сильно расчленённой более поздними следами рытья. Ниже фирмграунда известняк средне-алевроглинистый, с преобладанием структуры биокластового вакстоуна, выше – слабо-алевроглинистый, с преобладанием структуры пакстоуна.

9-V (0,2 м). Три слоя биокласто-микроспаритовых средне-алевроглинистых известняков, ограниченных тонкими прослоями глин. Нижний (8 см) и верхний (6-7 см) – пятнами кирпично-красные, светло-сиреневые и серые, с редкими псевдо-оолитами на красных участках; глины сходно окрашены. Средний (2-3 см) – линзовидно-желваковый, коричневатый, с более многочисленными псевдо-оолитами.

10-V (0,08 м). Известняк сильно-алевроглинистый, тонкослоистый, сильно трещиноватый, со структурой вакстоуна/мадстоуна, лиловато-серый. В подошве сходно окрашенный прослой глины до 1 см.

11-V (0,17 м). Массивный слой светло-серого известняка, несущий в кровле мелко-неровный хардграунд (см. ниже). Известняк слабо-алевроглинистый (в подошвенной части, возможно, средне-алевроглинистый), биокласто-микроспаритовый с преобладанием структуры пакстоуна-вакстоуна, твёрдый. На фоне породы проступают червеобразные светло-жёлтые пятна – ореолы доломитизации по следам рытья.

Граница кундаского и азериского горизонтов - хардграунд с несглаженным неровным рельефом амплитудой до 1 см, маркированный жёлтыми пятнами гётитовой импрегнации глубиной 0,5-1 см и мелкими бордовыми ихнитами. В рельефе поверхности выступают отпрепарированные и корродированные слепки раковинной фауны, в частности – трилобитов *Asaphus laevissimus* F. Schmidt.

2. Разрез Кирхгоф-1 изучен на западном склоне г. Кирхгоф, в котловане, предназначенном под частную застройку. Мощности валгейбэской пачки и её комплексов практически не отличаются от таковых в карьере у д. Нижняя. Нижняя подпачка не была детально изучена. В составе верхней подпачки установлено чередование карбонатных и глинисто-карбонатных литослоёв.

5-V (0.25 м). Известняки сильно-алевроглинистые, трещиноватые, хрупкие, с преобладанием структуры биокластового вакстоуна, в нижней части – лиловато-серые, в верхней – пятнами кирпично-красные и светло-серые, с жёлто-коричневыми скоплениями гётитовых псевдо-оолитов на первых.

6-V (0.43 м). Известняк светло-серый, с тёмно-серыми пятнами (доломитизация по ихнофоссилиям), слабо-алевроглинистый, биокласто-микроспаритовый с преобладанием структуры вак-пакстоуна. Отмечены четыре сравнительно выдержанных поверхности перерыва (фирмграунда) с белёсой фосфатной импрегнацией до 0,5-1 см, лежащие в 9 см, 22 см, 33 см и 39 см над подошвой. Помимо них в породе часто встречаются слабо фосфатизированные диастемы 2-го типа.

7-V (0.17 м). Известняк зеленовато- и сиреневато-серый, средне-алевроглинистый, тонкоплитковатый с мергелистыми контактами плиток. Отмечены диастемы 2-го типа.

8-V (0.4 м). Массивная известняковая пачка, разделённая посередине фирмграундом с белёсой фосфатной импрегнацией (0,5-1 см), сильно расчленённой более поздними следами рытья. Ниже фирмграунда известняк светло-серый, слабо-алевроглинистый, с преобладанием структуры биокластового вакстоуна, выше – тёмно-серый, более твёрдый, слабо- и весьма слабо-алевроглинистый, со структурой пакстоуна.

9-V (0.2 м). Известняк светло-серый, слабо-алевроглинистый, биокласто-микроспаритовый, средне- и тонкоплитковатый с мергелистыми контактами плиток; образует три слоя (8 см, 4 см и 6 см). В отличие от разреза 1, нет пропластков глины.

10-V (0.07 м). Аналогично разрезу 1 – известняк сильно-алевроглинистый, тонкослоистый, сильно трещиноватый, со структурой вакстоуна, пятнами и разводами светло-серый и лиловато-серый. Прослоя глины в подошве нет.

113-V (0.12 м). Аналогично разрезу 1 – известняк светло-серый, массивный, слабо-алевроглинистый, биокласто-микроспаритовый, с хардграундом в кровле (см. ниже). На фоне породы проступают червеобразные светло-жёлтые пятна – ореолы доломитизации по следам рытья. Мощность несколько меньше

Граница кундаского и азериского горизонтов маркирована хардграундом, морфология и минерализация которого аналогичны разрезу 1.

Сопоставление разреза 1 и разреза 2 показывает, что при почти полной идентичности мощностей слоевых комплексов, совпадение литологических особенностей наблюдается лишь в тех из них, которые сложены «фоновыми» литотипами в обоих разрезах. Комплексы, сложенные «оолитовыми» литотипами (разрез 1) демонстрируют более высокое (на 3-5%) содержание алевроито-глинистого компонента и глинистые прослои. В них наблюдается меньше фосфатизированных поверхностей перерыва.

Река КОПОРКА и карьер ШИРОКОВО. Близко расположенные (2.3 км) разрезы, различающиеся интервалами развития эпигенетической доломитизации и деталями строения нижних подгоризонтов кундаского горизонта. Верхние части разрезов имеют сходное строение и характеризуются максимальной (в приглинтовой полосе) мощностью валгейызской пачки и отсутствием в ней гётитовых оолитов. На р. Копорка обнажения кундаского горизонта прослеживаются с перерывами от крепости Копорье на 0.7 км вверх по течению до старой мельницы. Карьер Широково расположен в 400 м севернее д. Широково, в 2 км к СВС от Копорья (рис. 6.6).

Строение пограничных отложений волховского и кундаского горизонтов

1. Река Копорка. Строение подошвенной части кундаского горизонта здесь типично для Ижорского глинта и скважин к югу от него (рис. 6.11). Кровлю волховского горизонта образует пачка «короба», перекрытая вокаской пачкой (нижний «оолитовый слой»). Последняя состоит из трёх карбонатных слоёв, разделённых тонкими пропластками глин, с растущим вверх размером оолитов.

Волховский горизонт, волховская свита (кровля)

Пачка «короба» (0,4 м). Состоит из трёх карбонатных слоёв мощностью 3-4 см, 11-12 см и 23-24 см, разделённых тонкими (до 0,5 см) пропластками глин. Отделяется в подошве прослоем лиловой и зеленоватой глины с глауконитом и обильными биокластами, в кровле – региональным хардграундом *Kn-1* с бордовой гематит-фосфатной импрегнацией глубиной до 2 см, с неровным рельефом. Известняки слабо-алевроглинистые, лиловые и светло-серые, с заметной примесью крупного глауконита. Микроструктуры варьируют от вакстоуна (в нижней части пачки) до вакстоуна-пакстоуна, сильно разрушены мелкой биотурбацией. В интервале 8-15 см ниже кровли наблюдаются два фирмграунда с бледно-сиреневой импрегнацией; известняк между ними обогащён гётитовыми псевдо-оолитами и имеет коричневатый цвет.

Кундаский горизонт, вокаская пачка (0,4 м)

Светло-серые глинистые известняки, биокласто-микроспаритовые («вакстоуны»), образуют три слоя мощностью по ~10 см, разделённые тонкими прослоями серых глин. Известняки и глины содержат обильные гётитовые микроконкреции («оолиты», «чечевички»), размер которых возрастает вверх. Известняки сильно биотурбированы, расслоены парастилолитами на мелкие плитки и неправильные линзы.

Местная зона *expansus-acuminatus*. Литослой 1А (10 см). Известняк средне-алевроглинистый (17,8%), с обильными мелкими (от 0,5 мм и менее) оолитами, распределёнными мелкими и крупными скоплениями, в т.ч. в многочисленных мелких

норках *Gastrochaenolites* и т.п. В нижней части содержит частые плоские, иссверленные и ожелезнённые гальки с гётитовыми корками, выше – в.о. гравий такого же типа. В кровле или несколько ниже – лоскутный фирмграунд с крупными редкими «лепёшками» бордовой гематит-фосфатной импрегнации глубиной до 1,5 см.

Литослой 2А (15-16 см). В подошве – прослой серой пластичной глины (1-2 см) с рассеянными оолитами, среди которых появляются оолиты средних размеров (до 1мм). В основной части – слой известняка (14 см), на грани средне- и сильно-алевроглинистого (20%), с оолитами средних размеров (до 1мм); в нижних 8 см известняк переполнен оолитами, выше они становятся более редкими. Кровля слоя – выдержанный фосфатный фирмграунд с серой и белёсой импрегнацией до 1 см.

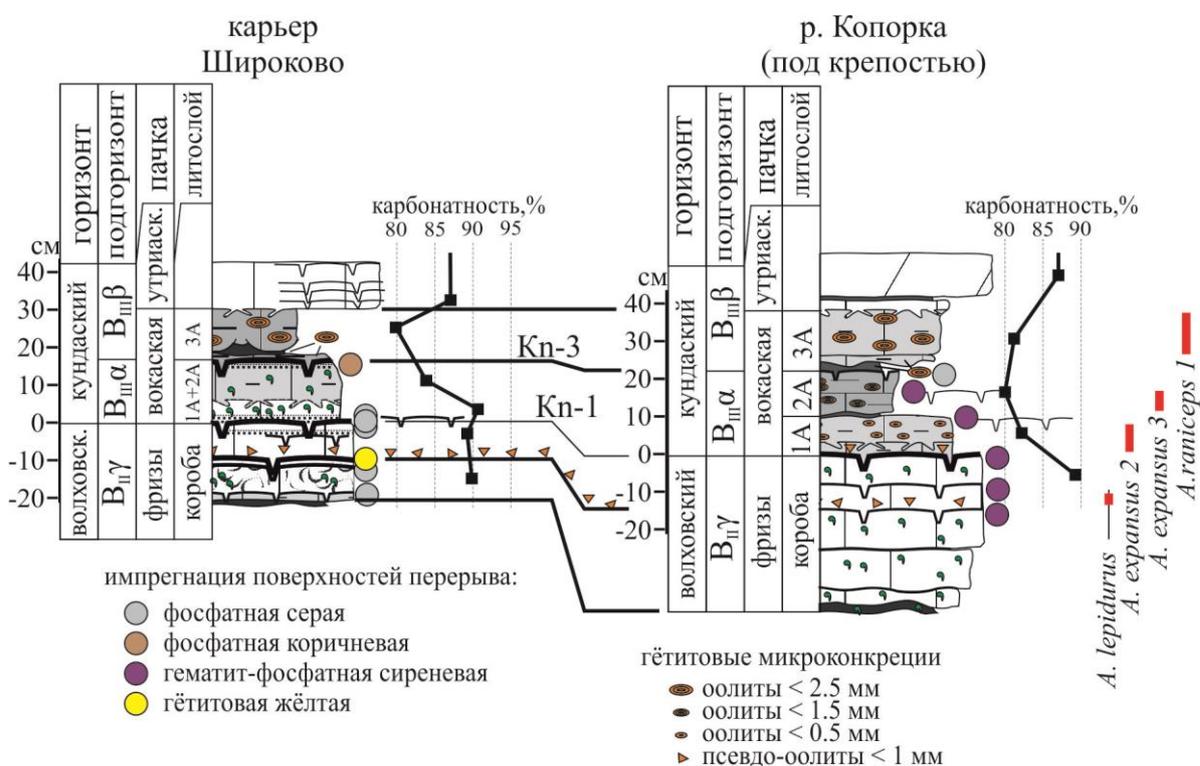


Рис. 6.11. Сопоставление пограничных волховско-кундаских отложений в окрестностях п. Копорье и распределение руководящих азафидных трилобитов. Условные обозначения см. на рис. 6.3.

Местная зона *raniceps-striatus*. Литослой 3А (10 см). В подошве – прослой серой пластичной глины (1-2 см) с обильными мелкими и крупными оолитами (до 2 мм). В основной части – слой известняка (17-19 см), средне-алевроглинистого (18,8%), с обильными, неравномерно рассеянными оолитами, среди которых много крупных (до 2 мм). Подошва известнякового слоя бугристая, желваковая из-за переплетающихся на этом

уровне ходов талассиноидов (?). Кровля слоя интенсивно биотурбирована, нечёткая. В кровле отмечается уменьшение количества крупных оолитов.

Выше следуют доломитизированные известняки утриаской пачки, слабо-алевроглинистые, серые, мелкозернистые, пористые, с примесью мелкого глауконита.

2. Карьер Широково. Здесь мощность пограничных волховско-кундаских отложений заметно сокращается, меняется литология большинства карбонатных слоёв, возрастает зрелость поверхностей перерыва, меняется характер их импрегнации (рис. 6.11).

Волховский горизонт, волховская свита (кровля)

Местная зона *lepidurus*. Пласт «короба» (0,2 м) состоит из трёх слоёв, разделённых хардграундами и фирмграундами, снизу вверх:

- Вакстоун средне- или сильноалевроглинистый, светло-серый, с единичными зёрнами глауконита (до 0,5 мм), мощностью 2 см; в кровле – выдержанный фирмграунд с белёсой и бежевой фосфатной импрегнацией глубиной до 12 мм.

- Пакстоун крупнобиокластовый, весьма слабо-алевроглинистый, серый, с редкими скоплениями крупного (до 1 мм) глауконита, мощностью 10 см; в кровле – два сближенных незрелых хардграунда/фирмграунда, нижний с сиреневато-серой и бежевой фосфатной импрегнацией, верхний – с яркой жёлтой гётитовой, глубиной до 10 мм. Порода между ними обогащена глауконитом.

- Известняк светло-серый, слабо-алевроглинистый (10%) с пятнистой (биотурбитовой) биокласто-микроспаритовой структурой, мощностью 11-12 см. В нижних 6 см порода насыщена гётитовыми псевдо-оолитами и ожелезнёнными биокластами. Глауконита почти нет. В верхней половине наблюдается чередование тонких, 1,5-2,5 см, илистых (мадстоун-вакстоун) и биокластовых (пакстоун) слоёв, разрушенное биотурбацией. В кровле – неровный хардграунд-фирмграунд Кп-1 с коричневатой-серой и бежевой фосфатной импрегнацией глубиной до 2 см. Рельеф поверхности осложнён неглубокими омиссионными следами рытья с корродированными стенками.

Кундаский горизонт, вокаская пачка (0,3м)

Состоит из двух частей, разделённых хорошо выраженным хардграундом. В нижней части известняки насыщены мелким глауконитом, в верхней – гётитовыми оолитами. Известняки тотально биотурбированы.

Местная зона *expansus-acuminatus*. 1А+2А (16 см). Внешне однородный слой (зеленоватой-)светло-серого известняка с обильным мелким глауконитом. Известняк биокласто-микроспаритовый, в нижней части (~6 см) весьма слабо-алевроглинистый (9,3%), выше средне-алевроглинистый (16%). Отмечены два контрастно выраженных тонких слоя биокластового пакстоуна: нижний, мощностью 2 см, с обильным глауконитом

лежит на хардграунде Кп-1, верхний, мощностью 0,5 см лежит у кровли слоя. Кровля слоя – хардграунд Кп-3, неровный, с глубокой (коричневато-)тёмно-серой фосфатной импрегнацией глубиной до 2,5 см.

Местная зона *raniceps-striatus*, низы. Литослой 3А (14 см). Характеризуется наиболее крупными (до 2 мм) и частыми гётитовыми оолитами-«чечевицами». Здесь, как и везде на Ижорского плато, состоит из трёх слоёв. Слой 1 (0,5-2 см) лежит непосредственно хардграунде Кп-3; это сильно-алевроглинистый коричневатый известняк со структурой вакстоуна/мадстоуна, содержащий частые оолиты. Слой 2 (1,5-2 см) – глина серая со ржавыми пятнами (скоплениями оолитов); перемята и разлинзована карбонатными желваками в подошве вышележащего слоя. Слой 3 (14-15 см) – известняк на грани средне- и сильно-алевроглинистого (20%), светло-серый, из-за переполняющих его мелких и крупных (до 2 мм) оолитов кажется ржавым. Подошва известнякового слоя бугристая, желваковая из-за переплетающихся на этом уровне ходов талассиноидов (?). Кровля слоя нечёткая из-за интенсивной биотурбации; в кровле отмечается уменьшение количества крупных оолитов.

Выше следуют эндоцератитовые известняки утриаской пачки, слабо-алевроглинистые, биокласто-микроспаритовые, серые и желтоватые, слабо доломитизированные, с примесью мелкого глауконита.

Сопоставление данных разрезов могут быть проведены по следующим опорным уровням: а) подошва «коробов», б) подошва слоя с псевдо-оолитами, в) хардграунд/фирмграунд Кп-3, г) подошва утриаской пачки. Как указывалось, карьер Широково вскрывает более конденсированный разрез пограничных волховско-кундаских отложений, для которого характерна более высокая зрелость поверхностей перерыва и смена гематит-фосфатной импрегнации на фосфатную и гётитовую. Амплитуда редукции слоевых единиц уменьшается вверх. Так, наибольшую редукцию (вдвое) демонстрирует пласт «короба», приобретающий массивный характер и структуру пакстоуна. Сиреневый гематит-фосфатный фирмграунд в основании слоя с псевдо-оолитами превращается в жёлтый гётитовый хардграунд. Хардграунд Кп-1 в кровле «коробов» (= нижняя граница кундаского горизонта) меняет бордовую гематит-фосфатную импрегнацию на тёмно-серую фосфатную. По аналогии с разрезами на р. Копорка, в карьере Широково данный хардграунд диагностируется как единственная зрелая поверхность перерыва между маркёрами «б» и «в». Далее, на треть сокращается мощность Вш_а (с 22 см до 16 см), где также исчезают прослои глин, а литослои 1А и 2А сливаются в один карбонатный слой. Полностью пропадают оолиты, появляется глауконит. Фирмграунд Кп-3 в кровле Вш_а превращается в интенсивно фосфатизированный хардграунд.

Вышележащий литослой 3А (низы В_{IIIβ}) сохраняет свой облик и почти не меняет мощность. Также не меняется мощность и вышележащих отложений. Лишь в средней части В_{IIIβ} наблюдается нетипичное сокращение мощности пласта «нижние кости», верхняя часть которого вместо обычной структуры пакстоуна 1-го типа приобретает структуру грейнстоуна.

Сводный разрез над-вокаского интервала кундаского горизонта

Над-вокаский интервал на р. Копорка и в карьере Широково, в целом, имеет однотипное строение, но различается степенью и интервалами эпигенетической доломитизации. Объединение данных по обоим разрезам позволяет более полно охарактеризовать первичные карбонатные микроструктуры (рис. 6.12). Характеристика утриаской пачки приводится по обоим пунктам, силламяэской и валгейыэской пачек – по обнажению на р. Копорка у старой мельницы. Над-вокаский интервал мощностью 6,8 м сложен толсто- и массивноплитчатыми эндоцератитовыми известняками и вторичными доломитами, слабо-алевроглинистыми, структурно неоднородными из-за биотурбации. Породы выдержаны в серых (р. Копорка) и желтовато-серых и жёлтых (карьер Широково) тонах. Карбонатные слои заключают частые фосфатные поверхности перерыва, переработанные эрозией и биотурбацией в горизонты мелких пятен белёсой и серой импрегнации. Наиболее интенсивная доломитизация приурочены к нижней половине утриаской пачки и характеризуется тонко- и мелкозернистой гипидиотопной структурой, немимически замещёнными крупными биокластами, нередко сильной пористостью и кавернозностью.

Утриаская пачка (2,77 м)

Нижний массивный интервал лообуской свиты. Подразделён на 7 литослоёв, различающихся карбонатностью и микроструктурой.

Местная зона *raniceps-striatus*, основная часть. 1. (0,32 м). В карьере Широково – известняк слабо- и весьма слабо-алевроглинистый (карбонатность растёт вверх), доломитизированный, мелкими пятнами желтоватый и желтовато-серый, с частыми фосфатными фирмграундами. Тонкая и мелкая порфиротопическая доломитизация составляет до 50%. Фирмграунды прерывистые, с тонкой белёсой и коричневатой импрегнацией. В 7 см ниже кровли лежит неровный хардграунд с интенсивной коричневой фосфатной импрегнацией глубиной от 0,5 см до 2 см (кп-4)

2. (0,32 м). В карьере Широково – доломит светло-жёлтый с примесью мелкого глауконита, чёрного с поверхности. Снизу вверх возрастает карбонатность (14-15%→7% АК) и яркость окраски; доломитовая структура меняется от тонкозернистой до преобладания мелкозернистой в кровле.

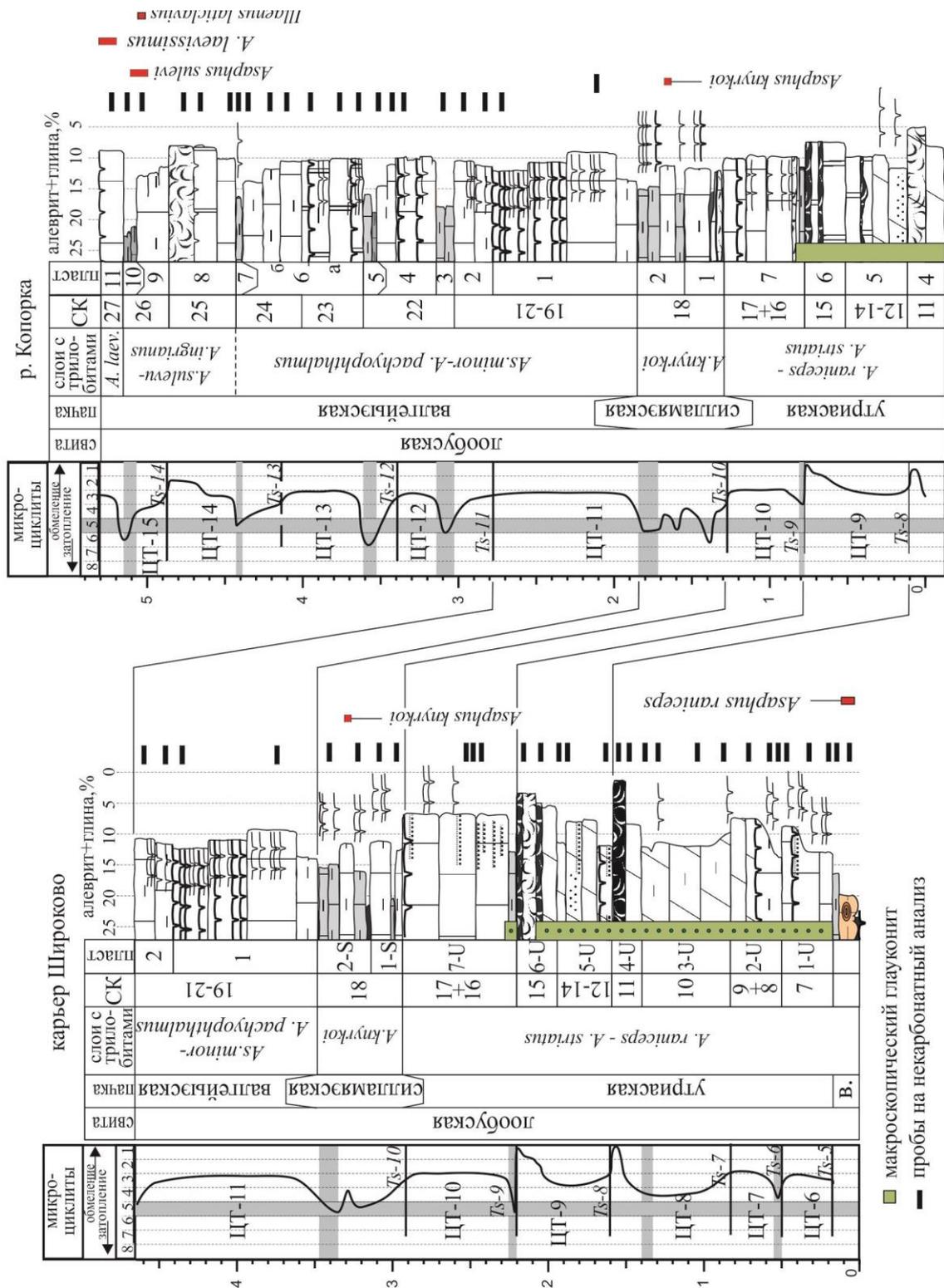


Рис. 6.12. Строение над-вокаской части кундаского горизонта в районе п. Копорье. Рельеф колонки отражает содержание алевроито-глинистого компонента. Условные обозначения см. на рис. 6.3.

Пик карбонатности в кровле позволяет предположить высокую концентрацию биокластов (пакстоун?). На высоте 17 см лежит фирмграунд Кп-5 с белёсой и коричневатой фосфатной импрегнацией до 1 см. Кровля намечена по началу падения карбонатности.

3. (0,56 м). В *карьере Широково* – доломит слабо-алевроглинистый, бледно-жёлтый, с примесью мелкого глауконита. Содержание глауконита и карбонатность постепенно уменьшаются вверх. В кровле (8 см) глауконит полностью исчезает, в породе наблюдаются многочисленные парасилолиты, придающие породе неправильную тонко-плитковатую отдельность.

4. (0,18-0,21 м). «Нижние кости» - пласт двойного строения. Нижние 10 см сложены светло-горчично-жёлтым (карьер Широково) или серым (р. Копорка) доломитом; субстратом для него служил весьма слабо-алевроглинистый (8%) биокласто-микроспаритовый известняк, обогащённый крупными биокластами и их скоплениями, с примесью мелкого глауконита. Верхняя часть в карьере Широково сложена почти чёрным биокластовым грейнстоуном (7-8 см), чистым (<2% АГК), грубокристаллического вида из-за обилия биокластов иглокожих. Грейнстоун включает частые «ополовиненные» ортоцераконы, сифоны которых заполнены грубым спаритом, а вскрытые воздушные камеры – фосфатизированным мадстоуном и/или биокластовым вак- и пакстоуном. Его аналогом в обнажениях по р. Копорка является более мощный (11 см) слой очень крепкого тёмно-серого доломитизированного биокластового пакстоуна.

5. (61-64 см). Пачка известняков/вторичных доломитов с растущей вверх карбонатностью и мощностью слоёв, с вкрапленностью мелкого глауконита. На *р. Копорка* литослой имеет мощность 64 см. В основной части (34-40 см) карбонатные слои по 6-10 см отделяются по парасилолитам, наследующим уровни слабо разглиненных слоевых швов. Слои варьируют по составу от слабо- до весьма слабо-алевроглинистых, в нижних 20 см представлены серым/желтоватым доломитом, мелкозернистым, пористым (7 см), выше тёмно-серым и плотным.

В интервале 22-40 см над подошвой лежит светло-серые известняки со структурой вакстоуна-пакстоуна, с тёмно-серыми пятнами диагенетической доломитизации (ореолы вокруг следов рытья и раковин наутилоидей) и редкими прослоями пакстоуна-грейнстоуна (до 2 см, на высоте 28 см над подошвой и др.).

В верхней части (26 см) лежит слой сходного вакстоуна-пакстоуна, но менее глинистого (~5%) и более массивного, с двумя прослоями по 2-3 см чёрного пакстоуна-грейнстоуна в кровле. По их наличию и положению в разрезе данный слой идентифицируется как «верхние кости».

В карьере Широково литома мощностью 61 см представлена светло-жёлтыми мелкозернистыми доломитами, местами пористыми и кавернозными, с прослоями тёмно-серого пакстоуна-грейнстоуна, линзующимися (по 1-3 см, на высоте 2 см и 22 см над подошвой) и выдержанными (по 2-4 см, в кровле). В 8 см над подошвой – лоскутный фирмграунд с серой фосфатной импрегнацией (Кп-6).

б. (0,54-0,72 м). Массивный карбонатный слой, в основной части весьма слабо-алевроглинистый (8-10 %), без видимого глауконита, с частыми горизонтами лоскутно фосфатизированных фирмграундов. В подошве (3-4 см) порода средне-алевроглинистая (15-17%), разлинзована парастилолитами, с вкраплением мелкого глауконита. На *р. Копорка* слой имеет мощность 52-57 см, сложен известняком с преобладанием структуры биокластового вакстоуна, пятнами и разводами сиреневатым и сиреневато-серым, с крупными тёмно-серыми пятнами (ореолами доломитизации по ходам инфауны). В 4 см над подошвой лежит прослой серого биокластового пакстоуна до 4 см мощностью. В 8 см ниже кровли лежит бугристый хардграунд-фирмграунд кп-7с глубокой фосфатной импрегнацией тёмно-серого (сверху) и белёсого цвета.

В карьере Широково мощность слоя возрастает почти вдвое (72 см), порода представлена желтоватым доломитизированным известняком. На высоте 35 см и 70 см над подошвой лежат тонкие «событийные» прослои биокластового пакстоуна-грейнстоуна мощностью 0.5-1.5 см, тёмно-серого цвета. Над верхним таким прослоем лежит хардграунд кп-7 с бугристым рельефом и сиреневато-коричневатой фосфатной импрегнацией.

Силламяэская пачка (0,55-0,6 м)

Выделяется сравнительно тонкоплитчатой текстурой, присутствием прослоев глинистых известняков и тонких пропластков мергеля, благодаря чему образует нишу в рельефе выветрелых обнажений. Сложена шестью слоями биокласто-микроспаритовых известняков, розоватых с тёмно-серыми мергелистыми контактами, во внутренней части – с тёмно-серыми пятнами доломитизации. В нижней половине пачки лежат два слоя слабо-алевроглинистого известняка мощностью 12 см (вакстоун-пакстоун) и 16-18 см (вакстоун), ограниченные тонкими пропластками глинистого мергеля. Последние латерально невыдержанны и в разных разрезах тот или другой могут выклиниваться; в данном обнажении хорошо выражен средний прослой мощностью до 4,5 см. Для верхнего карбонатного слоя характерны небольшие тёмно- и зеленовато-серые пятна доломита (ореолы вокруг ходов инфауны) и цепочки мелких пятен фосфатной импрегнации от биотурбированных софтграундов.

Верхняя половина пачки в выветрелых обнажениях выделяется тонкоплитчатой текстурой и состоит из четырёх плиток известняка-вакстоуна мощностью ~5 см, ~10 см, ~7 см, ~6 см. Второй слой слабо-, остальные – средне-алевроглинистые, с прерывистыми фосфатными фирмграундами с белёсой импрегнацией. Кровля пачки маркирована тонким глинистым прослоем (~0,5 см).

Валгейвэская пачка (3,45 м)

Верхний массивный интервал лообуской свиты. Сложен, главным образом, известняками слабо- и весьма слабо-алевроглинистыми, слабо доломитизированными, биокласто-микроспаритовыми, с желтоватой и бледно-жёлтой окраской (результат доломитизации). Обильные фосфатные поверхности перерыва представлены, главным образом, «лоскутными» фирмграундами и софтграундами. В составе пачки выделяются 10 слоёв. Нижняя часть пачки мощностью 1,72 м выступает в виде массивного интервала (слои 1-3), для верхней в выветрелых обнажениях характерно чередование узких «ниш» (прослой глинистых известняков) и «карнизов» (прослой сравнительно чистых известняков) (слои 4-10).

Местная зона *minor-pachyophthalmus*. 1-V. (1.2 м). Известняк слабо- и весьма слабо-алевроглинистый, твёрдый. В шлифах – биотурбированный пакстоун/мадстоун. В интервале 50-95 см порода насыщена бугристыми и прерывистыми фирмграундами с белёсой импрегнацией (до 1-2 см), расчленённой крупными следами рытья (серия фирмграундов *kn-8*).

2-V. (0.12 м). Известняк желтовато-серый средне-алевроглинистый (18%), средней крепости, растрескивается на две-три плитки.

3-V. (40 см). Известняк желтоватый и светло-жёлтый, массивный слабо-алевроглинистый, (10-11%), со структурой вакстоун-пакстоуна, пятнами серый, желтоватый, с двумя прерывистыми фосфатизированными фирмграундами в средней части. В верхних 6 см пласт несколько обогащается глинистой примесью, обозначая переход к пласту 12.

4-V. (8-9 см). Известняк сильно-алевроглинистый, с преобладанием структуры биокластового вакстоуна, с тонкой волнисто-линзовидной стратификацией и мергелистыми контактами, образует глубокую борозду в рельефе обнажения.

5-V. (78 см). Массивный карбонатный пласт, состоящий из двух частей. (а) 40 см – известняк доломитизированный или доломит серо-жёлтый, очень крепкий, варьирующий на грани слабо- и весьма слабо-алевроглинистого, с реликтами структуры биокластового вакстоуна-пакстоуна, с частыми неровными и прерывистыми фирмграундами с белёсой

импрегнацией (наиболее выдержанный на высоте 6 см). На высоте 34 см лежит неровный хардграунд, подчеркнутый тонкой (2-4 мм) полосой белой импрегнации (*Kn-11*).

(б) 38 см – известняк светло- и сиреневато-серый, слабо-алевроглинистый (разглинивается вверх), слабо доломитизированный, биокласто-микроспаритовый. Характерна послойно-линзовидная отдельность по сгущениям зеленоватых мергелистых лентовидных ихнитов. На фоне породы видны частые диастемы 2-го типа в виде послойных цепочек мелких (2-5 мм) белёсых пятен.

6-V. (4 см). Известняк средне-алевроглинистый, с мергелистыми контактами, трещиноватый по напластованию. Посередине – прерывистый фирмграунд/диастема 2-го типа с тёмно-серой до сиреневой (на выступах) и белёсой импрегнацией.

Местная зона *sulevi-ingrianus*. 7-V. (43 см). Известняк весьма слабо-алевроглинистый, с растущей вверх карбонатностью, со структурой пакстоуна, очень крепкий. На высоте 26 см – выдержанный неровный фирмграунд с очень тонкой (1-2 мм) белёсой импрегнацией (*Kn-12*). Известняк серый, светло-серый и сиреневатый, с жёлтыми (обогащёнными доломитом) следами рытья инфауны и белёсыми послойными пятнышками импрегнации диастем 2-го типа.

8-V. (0,22 м). Известняк слабо-алевроглинистый, биокласто-микроспаритовый, крепкий, светло-серый с тёмно-серыми пятнами т/з. доломита по следам рытья инфауны. Мелкие пятна импрегнации диастем второго типа следуют через 3-4 см.

9-V. (8 см). Известняк сильно-алевроглинистый, тонкослоистый (2-3 см), с мергелистыми контактами и многочисленными парастилолитами, мелкими пятнами сиреневато-серый и желтоватый.

Местная зона *laevissimus*. 10-V. (0,2 м). Массивная и твёрдая карбонатная плита, разделённая на две неравные части (17 и 3 см) фосфатизированным хардграундом *as-1*, маркирующим границу кундаского и азериского горизонтов. Известняк весьма слабо-алевроглинистый, ниже хардгрунда биокласто-микроспаритовый, биотурбированный, светло-серый с частыми светло-жёлтыми (обогащёнными доломитом) следами рытья и светло-сиреневыми ореолами вокруг них, с частыми (через 1-2 см) слабо фосфатизированными диастемами обоих типов. Хардграунд мелкобугристый с тёмно-серой фосфатной импрегнацией; выступы рельефа покрыты желтоватыми микрослоистыми фосфоритовыми корками. Доломитизированные следы рытья диаметром 5 мм отходят от хардграунда вниз; их устья также фосфатизированы и покрыты пылевидным глауконитом. Выше хардграунда известняк тёмно-серый, со структурой мелкобиокластового пакстоуна, твёрдый, с частыми эрозийными диастемами.

Река СЫТКЕ. Пересекает Балтийский глинт в районе г. Силламяэ, уезд Иду-Вирумаа, восточная Эстония. Выходы кундаского горизонта наблюдаются по обоим бортам речного каньона в 700 м км ниже ж/д. моста у ст. Вайвара. Разрез горизонта мощностью 7,2 м принят в данной работе как опорный для восточной половины Эстонии и стратотипический для силламяэской пачки; в 9 км к северо-востоку расположен стратотип утриаской пачки (глинт у д. Утрия). Послойное описание и изображение (рис. 6.13) разреза приводится впервые; нумерация слоёв сделана самостоятельной для всех пачек. От разрезов Ижорского плато кундаский горизонт на р. Сытке отличается следующими особенностями:

- 1) Хардграунды на границах горизонта имеют наиболее интенсивную минерализацию.
- 2) В вокаской пачке нижние слои выделяются высокой концентрацией мелких гётитовых оолитов (до известняка-оолитита); две верхние аллопачки не отличаются между собой по размеру оолитов.
- 3) В утриаско-валгейыэской части разреза преобладают крупнобиокластовые структуры пакстоуна и грейнстоуна.
- 4) Утриаская пачка характеризуется особенно многочисленным и крупным глауконитом в интервале 0,4-1 м над подошвой.
- 5) Силламяэская пачка несколько увеличена и содержит частые глинистые прослои;
- 6) Валгейыэская пачка сокращена за счёт своей верхней подпачки, почти вдвое по сравнению с разрезом Копорье и незначительно по сравнению с разрезом Тайцы. В верхней подпачке появляются две серии хардграундов с гётитовой импрегнацией. Гётитовые псевдо-оолиты появляются уже в середине нижней подпачки.

Нижняя граница кундаского горизонта представлена неровным хардграундом с амплитудой рельефа 1-2 см, с глубокой (до 2 см) серо-коричневой (фосфатной) и ржаво-жёлтой (гётитовой) импрегнацией, местами с плёнкой пылевидного глауконита. В рельефе хардграунда в виде пересекающихся корродированных валиков выступают отпрепарированные тоннели талассиноидов. Более поздняя генерация ходов диаметром 0,5-1 см с неровными фосфатизированными стенками наблюдается в 1-2 см под хардграундом. Рельеф поверхности осложнён норками/сверлениями неправильно-бульбовидных очертаний, глубиной ~ 2 см.

Вокаская пачка (0,48-0,5 м)

Глинистые биокласто-микроспаритовые известняки и редкие пропластки глин, содержащие гётитовые оолиты в различных количествах. Нижняя часть пачки (22-23 см) содержит оолиты диаметром <1 мм, верхняя (25-27 см) – оолиты диаметром до 1-1,2 мм.

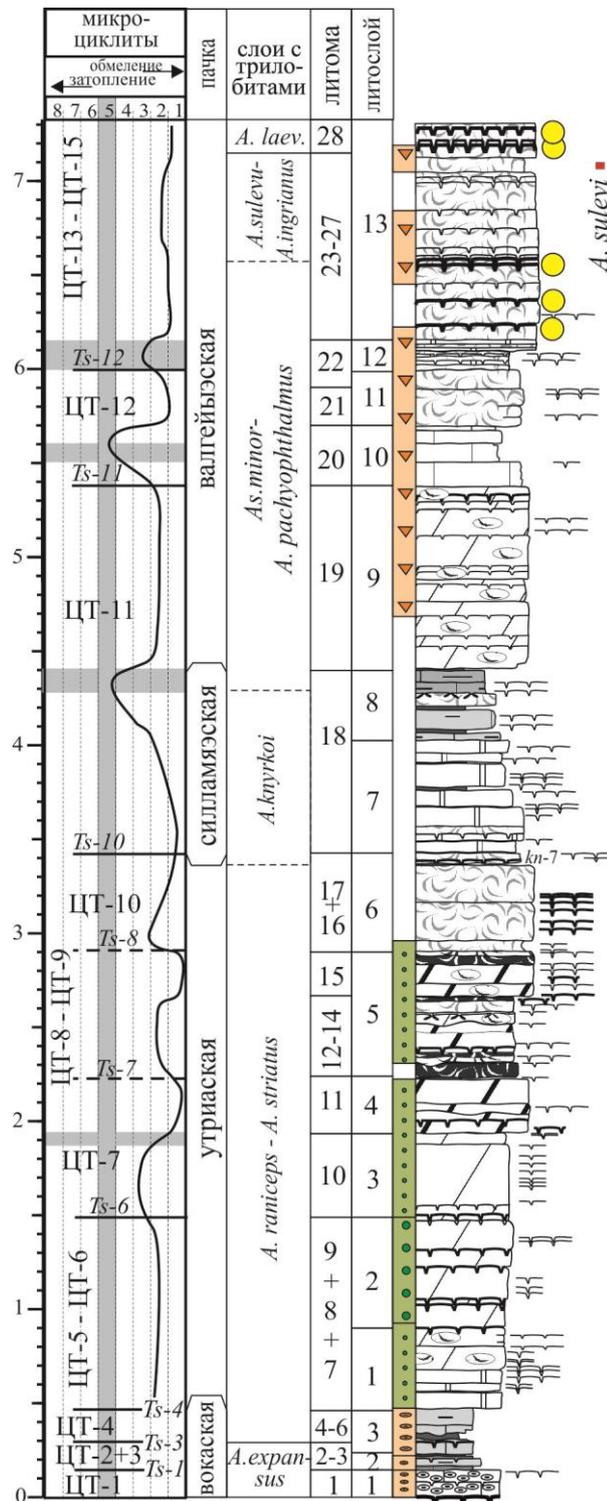


Рис. 6.13. Разрез кундаского горизонта на р. Сытке. Условные обозначения см. рис. 6.3 и 6.11.

Слой 1 (14-15 см). Пакстоун оолито-биокастовый (оолитит), слабо-алевроглинистый, биотурбированный, ржаво-коричневый из-за переполняющих его очень мелких гётитовых оолитов. По всему слою встречаются ожелезнённые и иссверленные гальки глауконитовых известняков (особенно крупные и частые в подошве) с микрослоистыми гётитовыми корками. На высоте 7-8 см – скопления крупных хвостовых щитов

Megistaspidella, лежащих параллельно выпуклостью вверх и вниз; щиты бронируют останцы более глинистого карбонатного слоя без оолитов, мощностью до 2,5 см, с пятнами сиреневой и бордовой гематит-фосфатной импрегнации.

Слой 2 (8 см). Известняк серый, в подошве (2,5 см) и кровле (1 см) мергелистый, с многочисленными мелкими оолитами; в основной части средне-алевроглинистый, более крепкий, с редкими оолитами, ограниченный сверху незрелым фирмграундом/диастемой 2-го типа с прерывистой белёсой и рыжеватой импрегнацией (*Кп-2*).

Слой 3 (25-27 см). Два слоя тёмно-серого известняка (нижний 7-8, верхний 14-16 см), подстилаемые прослоями тёмно-серой глины (~1 см и 3-4 см); оба литотипа содержат многочисленные оолиты 1-1,2 мм в диаметре. Известняки средне-алевро-глинистые, биокласто-микроспаритовые. Нижний карбонатный слой в 1-2 см ниже кровли включает неровный фирмграунд *Кп-3* с тонкой белёсой и, на возвышениях, сиренево-серой импрегнацией. Контакт верхнего карбонатного слоя с вышележащим эндоцератитовым известняком чёткий, несколько переходный за счёт загрязнения подошвы последнего мелкими переотложенными оолитами.

Над-вокаский интервал (6,7 м)

Серые эндоцератитовые известняки и тёмно-серые мелкозернистые доломиты с частыми фосфатными поверхностями перерыва (фирмграундами и диастемами), фосфатными лито- и биоинтракластами. Последние представлены слепками остракод микро- и макрогастропод, наутилоидей и трилобитов. В известняках фосфатная импрегнация варьирует по окраске от белёсой до тёмно-серой. В доломитах импрегнация приобрела равномерный белый цвет и мучнистое сложение. По характеру стратификации подразделяется на утриаскую, силламяэскую и валгейыэскую пачки.

Утриаская пачка (2,9 м) - массивно-плитчатые эндоцератитовые известняки и вторичные доломиты с макроскопическим глауконитом в основной части. По литологическим признакам разбивается на 7 литослоёв.

С-1. (0,42 м). Биокластовый вак-пакстоун светло-серый, доломитизированный, с примесью мелкого глауконита, растрескивается на плитки по 5-7 см (нижняя отделяется в кровле тонким пропластком мергеля). Вверх переходит без чёткой границы в более тёмные метасоматические доломиты с реликтами биокластового известняка.

С-2. (0,64 м). Доломит желтовато-зеленовато-серый, м.-ср./з., участками пористый, с примесью глауконита (до 1 мм) и частыми мелкобугристыми поверхностями перерыва (фирмграундами и, возможно, хардграундами) с прерывистой фосфатной импрегнацией, белой и порошковатой. Поверхности перерыва следуют через 4-12 см. На фоне породы выделяются частые остатки наутилоидей с белым фосфатизированным заполнением.

С-3. (0,38 м). Аналогичный по структуре и окраске доломит, но с мелким глауконитом и без фосфатных фирмграундов (только частые диастемы 2-го типа с редкими мелкими пятнами неглубокой белёсой импрегнации).

С-4. (0,4 м). Доломит тёмно-серый, кр/з., плотный, очень твёрдый, с частым мелким тёмным глауконитом, с редкими белыми (фосфатизированными) горизонтами фирмграунда (6-7 см над подошвой) и диастем 2-го типа.

С-5. (0,67 м). Пять слоёв биокластовых известняков с разглиненными контактами (~8 см, 18 см, ~5 см, 6-7 см и 24 см), на отдельных уровнях замещённые м./з. доломитом. Относительно слабо доломитизированные известняки сохранились в интервалах 0-14 см, 34-41 см и 60-67 см над подошвой пачки; для них характерно чередование слоёв крупнобиокластового пакстоуна (светло-серого) и грейнстоуна (тёмно-серого). Полная доломитизация наблюдается в интервалах 14-34 см и 43-60 см. На тёмно-сером фоне вторичных доломитов ярко выделяются прерывистые горизонты фосфатной импрегнации – редкие фирмграунды (16 и 44 см над подошвой) и частые диастемы.

С-6. (0,52 м). Пакстоун крупнобиокластовый, пятнами светло- и тёмно-серый, образует три слоя, отделяющиеся по тонким мергелистым пропласткам (5 см, 41 см, 6 см). Нижний слой содержит частый мелкий глауконит; его кровля соответствует кровле утриаской пачки в понимании Орвику (1968). В 6-25 см над этим уровнем лежит серия из 6 фирмграундов с прерывистой фосфатной импрегнацией. В подошве верхнего слоя лежит мелко-неровный хардграунд с фосфатной импрегнацией серого и бледно-сиреневого цвета, глубиной до 1 см.

Силламяэская пачка (0,98 м). Выделяется среди вмещающих отложений более тонкослоистой текстурой, обусловленной пропластками серого мергеля, большей глинистостью и меньшим содержанием биокластов. Состоит из двух нечётко обособленных частей.

С-7 (0,6 м). Известняки слабо-алевроглинистые, со структурой вакстоуна-пакстоуна с тонкими прослоями пакстоуна и грейнстоуна, с тонкослоистой текстурой из фосфатных диастем, образуют 5 пластов (6 см, 18 см, 8-9 см, 13 см, 12 см) с мергелистыми швами или тонкими пропластками мергеля.

С-8 (0,38 м). Известняки средне-алевроглинистые до сильно-алевроглинистых, биокласто-микроспаритовые, серые, образуют слои мощностью 5-10, разделённые тонкими прослоями серого мергеля. Примерно посередине интервала лежит слой крупнобиокластового пакстоуна мощностью 7 м.

Валгейызская пачка (2,84 м). Верхний массивнослоистый интервал лообуской свиты распадается на пять литослоёв по характеру стратификации, типу микроструктур и степени доломитизации.

9. (0,96 м). Нижняя подпачка выделяется в виде массивной плиты, нависающей карнизом над подстилающими отложениями. Плита сложена крупнобиокластовым пакстоуном и вак-пакстоуном, светло-серым и серым, на 70-90% замещённым мелкозернистым доломитом. С уровня 30 см над подошвой порода обогащена неравномерно рассеянными гётитовыми псевдо-оолитами и гётитизированными биокластами размером до 1 мм. В интервале 12-54 см над подошвой лежит серия горизонтов плотного/мягкого дна с прерывистой белёсой фосфатной импрегнацией, следующих через 3-10 см. Сравнительно зрелый бугристый фирмграунд с более глубокой (1-2 см) фосфатной импрегнацией лежит в 5 см ниже кровли.

10. (0,3-0,32 м). Интервал выделяется мелкоплитчатой отдельностью и образует неглубокую выщерблину в рельефе обнажения. Сложен тремя слоями биокласто-микроспаритовых известняков, несколько обогащённых алеврито-глинистой примесью (средний слой – средне-алевроглинистый) и содержащих примесь гётитовых псевдо-оолитов и ожелезнённых биокластов. Особенностью пачки является отсутствие зрелых фосфатизированных поверхностей перерыва (только диастемы 2-го типа).

11. (0,3 м). Сравнительно массивный пласт крупнобиокластового пакстоуна с неравномерно рассеянными псевдо-оолитами, слабо доломитизированного, твёрдого, серого. Редкие слабо фосфатизированные диастемы, в 5 см ниже кровли – более выраженная поверхность, переходная к фирмграунду.

12. (0,16 м). Тонкое (1-2 см) чередование: а) прослоев тёмно-серого крупнобиокластового пакстоуна с эрозионными диастемами на нижних границах; диастемы несут останцы белёсой фосфатной импрегнации; б) светлого биокласто-микроспаритового известняка, варьирующего от неплотного пакстоуна до вакстоуна. Степень доломитизации варьирует в широких пределах. В обнажении нижние 10 см интервала обладают тонкой трещиноватостью и образуют выщерблину в рельефе обнажения; верхняя часть массивная и плотно сцеплена с вышележащей пачкой.

13. (1,12 м). Серый крупнобиокластовый грейнстоун(?) - пакстоун с частыми поверхностями перерыва и рассеянными гётитовыми псевдо-оолитами на высоте 0-8 см, 30-35 см, 43-64 см и 88-100 см над подошвой. Частые охристые пятна и разводы, маркирующие селективно доломитизированные ходы крупной инфауны. В интервале 8-43 см над подошвой лежат четыре мелко-неровных хардграунда с жёлтой гётитовой импрегнацией, а в интервале 43-90 см – не менее 6 эрозионных диастем с белёсой

фосфатной импрегнацией, следующих через 2-10 см. В смежной части этих интервалов (40-48 см) наблюдаются четыре сближенных поверхности – два жёлтых хардграунда (снизу) и две белёные диастемы (сверху). В интервале 0-9 см ниже кровли лежат три неровные поверхности перерыва с жёлтой гётитовой импрегнацией глубиной до 2-3 см. Две нижних поверхности сильно расчленены более поздними вертикальными следами рытья и интерпретируются как фирмграунды; вторая из них сравнительно слабо импрегнирована. Третья поверхность перерыва, лежащая в кровле пачки, представляет собой сильно импрегнированный зрелый хардграунд, расчленённый оmissионными крупными следами рытья и несущий редкие сверления *Trypanites*. Эта поверхность в работах К. Орвику (1960), А. Рыымусокса (1970) и С. Мяги (1984) определена как граница кундаского и азериского горизонтов, по нашей номенклатуре «As-1».

Сопоставление с другими разрезами и литературными данными показывает, что строение и мощность горизонта В_{III} на р. Сытке типично для отрезка глинта от Пада до Луги. Сопоставление с литостратиграфическим профилем К. Орвику (1960) показывает, что мощность утриаской пачки в районе р. Сытке (руч. Лангевойя) занижена им на 1 м. Разрез утриаской пачки по руч. Лангевойя, по нашим наблюдениям, не отличается по мощности и строению от разреза на р. Сытке.

Сопоставление разреза Сытке с разрезом Онтика из работы С. Мяги (1984) (27 км западнее р. Сытке) показывает почти идеальное совпадение мощностей, поверхностей перерыва, глауконитовых и оолитовых интервалов в нижней (~3 м) и, особенно, в верхней (2,4 м) частях кундаского горизонта. Средняя часть разреза Онтика (2 м) в работе С. Мяги изображена как литологически однородный мергелистый интервал, что не соответствует действительности (ср. Орвику, 1960, рис. 12).

В западной части Ленинградской области сходное строение имеет разрез кундаского горизонта на р.р Нарва и Луга. Сопоставление колонки р. Сытке с колонкой р. Нарва, приведённой Иванцовым (2003) показывает почти идеальное совпадение границ пачек и поверхностей перерыва. Мощность кундаского горизонта здесь составляет 7.1 м, так что В.А. Селиванова (1970) указывает для этих разрезов явно завышенные значения (9-10 м). При этом нужно иметь в виду, что значения Селивановой относятся к кундаскому горизонту объёма 1962 г. – намного меньшего, чем принят в настоящее время.

Полученные данные по строению кундаского горизонта на силламяэско-лужском отрезке глинта позволяют уточнить стратиграфическое расчленение скважин Порхово, Моклочно, Детково и Столбово, пробуренных южнее г. Кингисепп в 60-х г.г. При графическом сопоставлении с разрезами по р.р. Сытке и р. Луга в них уверенно выделяется обогащённый глауконитом интервал утриаской пачки. Последний в скв.

Моклочно ошибочно отнесён к подстилающей волховской свите из-за обильного крупного глауконита и потери при бурении «нижнего чечевичного слоя».

Скважины ПАРИЦЫ-2, КЕМПОЛОВО-60 и Лисино-10. Расположены в центральной и южной частях Ижорского плато. Скважина Парицы-2 пробурена ФГУП Севзапгеология в 2013 г. в 200 м севернее п. Большие Колпаны, в 25 км южнее глинта; керн оставлен на месте бурения. Скважина Кемполово-60 пробурена ФГУП Севзапгеология в 2012 г. в 650 м южнее п. Кемполово Волосовского района, в 18 км южнее глинта; керн хранится у автора. Скважина Лисино-10 пробурена ФГУП ПКГЭ в 2010 г. для заверки предполагаемой трубки взрыва на северо-западной окраине п. Лисино Волосовского района, в 35 км южнее глинта. Керн хранится организацией в п. Тайцы.

Все три скважины вскрывают сходные по строению разрезы кундаского горизонта, относящиеся к карбонатному типу, т.е. представленные лообуской свитой; послонные описания скважин приведены на рис. 6.14, 6.15 и 6.16. Отличием данных разрезов от Ижорского глинта является увеличение мощности и глинистости отложений валгейыэской пачки (подгоризонта Вшг) в интервале литослоя 5-V, прогрессирующее от скв. Парицы к скважине Лисино. В последней мощность валгейыэской пачки достигает 3.8 м, что не имеет аналогов на глинте.

Нижняя граница кундаского горизонта повсеместно представлена неровным хардграундом с амплитудой 2 см, с серо-коричневой (Лисино, Кемполово) и красно-коричневой (Парицы) фосфатной импрегнацией до 1 см. В полосе импрегнации наблюдаются тонкие сингенетичные трещины, выполненные кальцитом представляющие собой, вероятно, микро-сейсмнты. Углубления биоэрозионного рельефа могут быть заполнены светло-серым известняком с глауконитом (скв. 85).

Вокаская пачка имеет типичное строение и представлена тремя слоями известняка, разделёнными тонкими (1-2 см) пропластками тёмно-серых глин. Как известняки, так и глины содержат обильные гётитовые оолиты-чечевички, размер которых увеличивается вверх. В составе свиты выделены литомы 1А, 2А, 3А, различающиеся размером оолитов.

1А. Известняк с обильными мелкими (<0,5 мм) оолитами и псевдо-оолитами, в нижней части содержит переотложенный мелкий глауконит и редкие ожелезнённые известняковые гальки со сверлениями *Trypanites* и гётитовыми корками. Оолиты распределены неравномерно, образуют густые скопления в ихноструктурах различного типа. В средней части слоя найден *Asaphus expansus robustus* (скв. Парицы). Мощность слоя 35 см (Парицы), 9 см (Кемполово) и 6 см (Лисино).

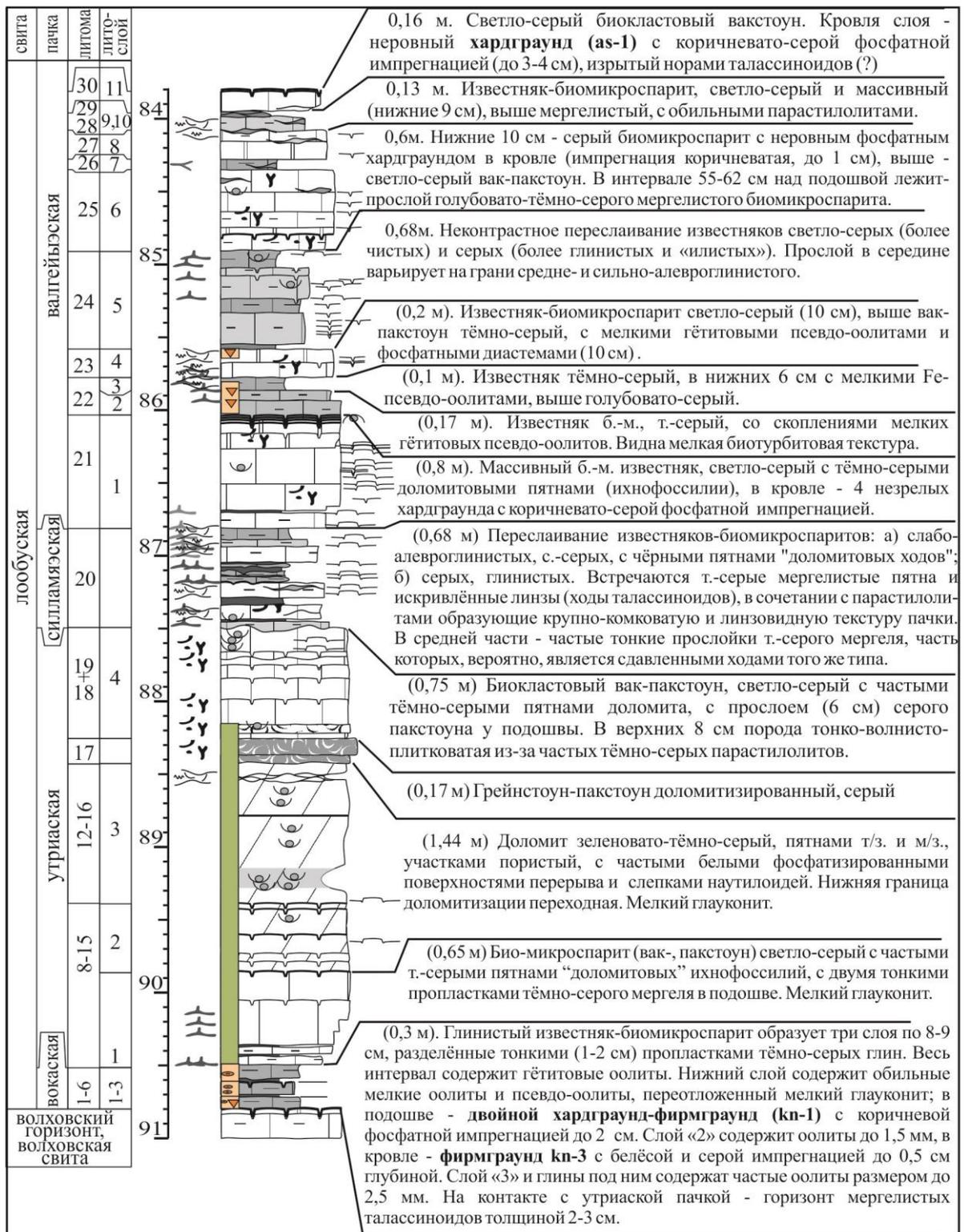


Рис. 6.14. Строение кундаского горизонта в скв. Кемполово-60. Условные обозначения см. на рис. 6.3.

2А. В подошве – тонкий (1-2 см) пропласток серой глины с мелкими и средними оолитами (до 1,5 мм). В основной части – известняк такими же оолитами, в кровле которого развит хорошо выраженный фирмграунд Kn-3 с белёсой и серой импрегнацией

глубиной до 5-10 мм. Мощность составляет 5 см (Парицы; истёртый керн), 9 см (Кемполово) и 6 см (Лисино).

3А. В основании - прослой серой глины, переполненный мелкими и крупными оолитами до 2,5 мм, мощностью от 3,5 (Кемполово) до 4.5 см (Переярово-85). В основной части – серый известняк с такими же оолитами, неравномерно распределёнными. Мощность варьирует 5 см (Парицы; истёртый керн), 8 см (Кемполово) и 8 см (Лисино). На контакте с утриаской пачкой - горизонт мергелистых талассиноидов толщиной 2-3 см (в скважине 57 его нет).

Утриаская пачка варьирует по мощности от 3,4 м (Парицы) до 3,0 м (Кемполово) и 3,2 м (Лисино). Она сложена массивно-плитчатыми «эндоцератитовых» известняками и вторичными доломитами с частыми уровнями переработанных фосфатных поверхностей перерыва. Известняки слабо-алевроглинистые, с биотурбированной структурой вакстоуна/пакстоуна, светло-серые, с тёмно-серыми пятнами «доломитовых ихнофоссилий». Доломиты зеленовато-тёмно-серые, пятнами т/з. и м/з., участками пористые; частые фосфатные поверхности перерыва и фосфатные слепки наутилоидей имеют здесь белый цвет и мучнистое сложение. За счёт последней особенности поверхности со сплошной импрегнацией являются уровнями отрыва керна. В составе пачки выделяются шесть уверенно трассируемых интервалов.

а) Подошвенная часть пачки – один или два известняковых слоя мощностью 4-5 см, отделённых в кровле пропластками серого мергеля до 1 см.

б) Массивный интервал мощностью 0.4 м (Парицы), 0.5 м (Кемполово) и 0.7 м (Лисино).

в) Серия сближенных фосфатных поверхностей перерыва, представленных незрелыми хардграундами во внешних частях и менее фосфатизированными фирмграундами во внутренней части. Наиболее полно представлен в скважине Кемполово (0,5 м), в скважинах Лисино и, особенно, Парицы, из-за неполного выхода керна уверенно диагностируются лишь хардграунды в подошве.

г) Массивный интервал мощностью ~1.5 м (Парицы), 1.0 м (Кемполово) и 0.9 м (Лисино). В скважине Парицы внутренняя часть интервала наполовину потеряна при бурении из-за развития кавернозно-пористых доломитов.

д) Два сближенных прослоя пакстоуна/грейнстоуна, по подошве нижнего проходит верхняя граница интенсивной эпигенетической доломитизации. Нижний прослой мощностью 0.17 м (Кемполово) и 0.13 м (Лисино) представлен тёмно-серым грейнстоуном; в скважине Парицы, по-видимому, также потерян при бурении. Это маркирующий слой, слагающий верхнюю половину пласта «верхние кости». Верхний

прослой мощностью 4 см (Парицы), 6 см (Кемполово) и 7 см (Лисино) сложен сортированным серым пакстоуном. С ним совпадает уровень исчезновения маркоскопического глауконита.

е) Массивный пласт светло-серого вакстоуна-пакстоуна или пакстоуна 1-го типа, с тёмно-серыми «доломитовыми ихнофоссилиями»; уже не содержит макроскопического глауконита. Мощность слоя 72 см (Парицы), 68 м (Кемполово) и 68 см (Лисино). В средней части наблюдается серия сближенных фосфатных незрелых хардграундов и фирмграундов, наиболее зрелых и фосфатизированных.

Силламяэская пачка выделяется как относительно тонкослоистый интервал, более чем на 50% сложенный глинистыми известняками с пропластками мергеля. Характерна пятнистая и псевдо-комковатая текстура, образованная сочетанием ходов инфауны различного размера и типа (доломитовых, мергелистых) с парастилолитами. Средне- и сильно-алевроглинистые известняки обладают неоднородной биокласто-микроспаритовой структурой и обычно образуют слои мощностью ...см, серого цвета. Пропластки мергеля тёмно-серого цвета, мощностью до 1-2 см, единично – до 6 см. Часть пропластков, вероятно, являются скоплениями мергелистых ходов талассиноидов. Более чистые (слабо-алевроглинистые) известняковые слои также более светлые (светло-серые), более насыщены биокластами, испещрены тёмно-серыми «доломитовыми ихнофоссилиями». Для скважин Кемполово и Парицы, также как для разрезов Ижорского глинта, максимум глинистости отложений приурочен к середине пачки. Этого не наблюдается лишь в скважине Лисино, где, однако, в данном интервале нарушена последовательность керна. Мощность пачки 0.4 м (Парицы), 0.5 м (Кемполово) и 0.7 м (Лисино).

Валгейыэская пачка варьирует по мощности от 2,4 м (Парицы) до 3,0 м (Кемполово) и 3,8 м (Лисино). Нижняя (литослои 1-V...4-V) и верхняя (литослои 8-V...1-1V) части пачки выделяются высокой карбонатностью и массивным напластованием; они сложены, преимущественно, слабо- и весьма слабо-алевроглинистыми известняками с преобладанием структуры пакстоуна 1-го типа, светло-серыми с тёмно-серыми пятнами «доломитовых ихнофоссилий». Средняя часть (литослои 5-V...7-V), напротив, обогащена глинистым компонентом и отличается более тонкослоистой текстурой.

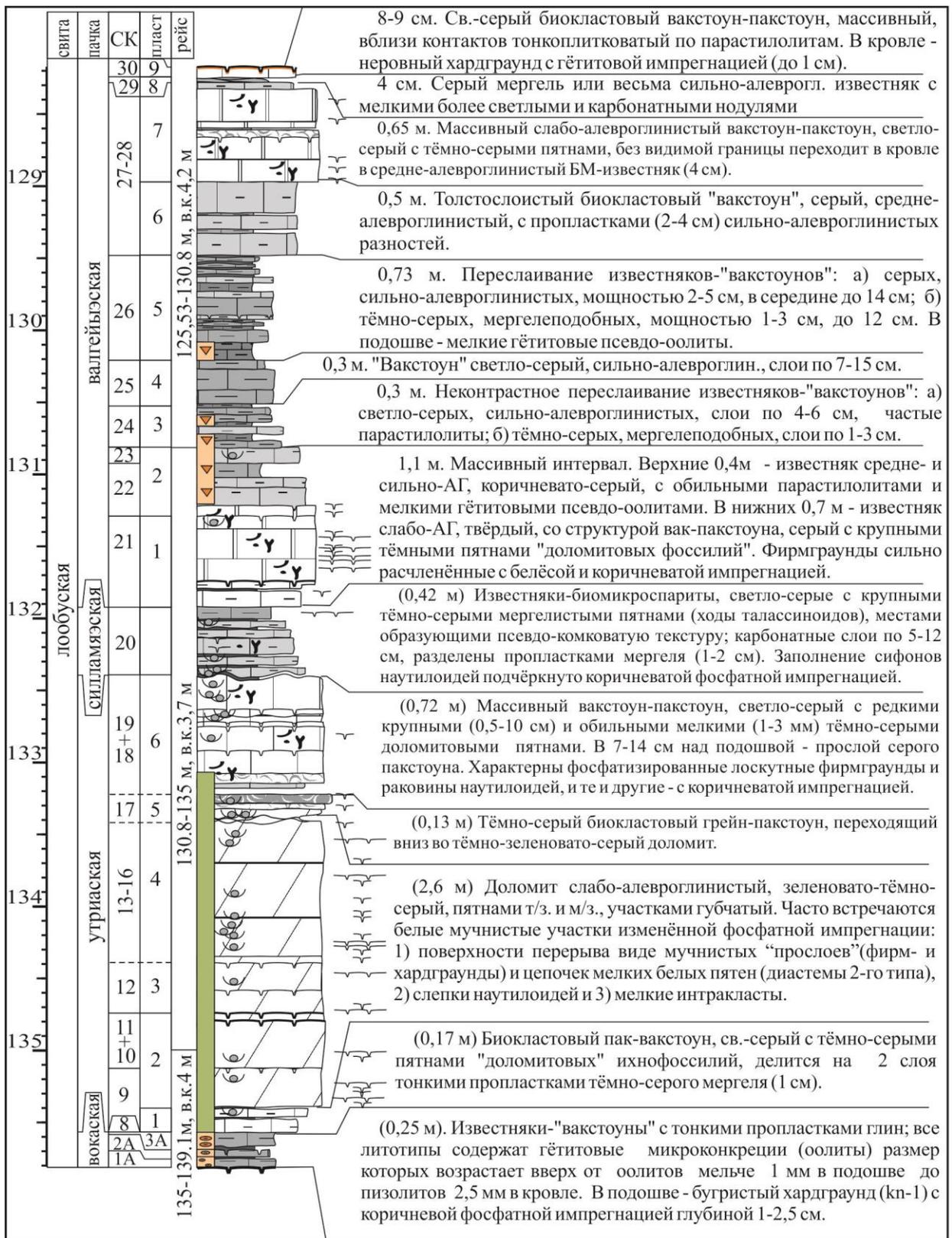


Рис. 6.15. Строение кундаского горизонта в скв. Лисино-10. Условные обозначения см. на рис. 6.3.

Сопоставление скважин показывает, что мощности литостратонов от скважины к скважине меняются не хаотично, а направленно. Так, от скважины Парицы к скважине

Лисино мощность вокаской и утриаской пачек уменьшается, силламяэской и валгейэской пачек – увеличивается.



Рис. 6.16. Стрoение кундаского горизонта в скв. Парицы-2. Условные обозначения на рис. 6.3.

Верхняя граница кундаского горизонта представлена неровным хардграундом с коричневато-серой фосфатной импрегнацией и местами (Парицы, Лисино) с пятнами жёлтой гётитовой импрегнации. В скважине Кемполово хардгрунд изрыт норами талассиноидов, импрегнация достигает глубины 3-4 см, в полосе импрегнации наблюдается интенсивная пиритизация биокластов.

7. БИОСТРАТИГРАФИЯ

Детальная биостратиграфия дарривильских отложений Балтоскандии основана, главным образом, на трилобитах и конодонтах. Другие группы фоссилий (хитинозои, граптолиты, криноидеи, цефалоподы) по тем или иным причинам пока не позволяют проводить дробное расчленение. В приглинтовой полосе Эстонии и России конодоновые и трилобитовые зоны пространственно разобщены. Конодонтовая зональность используется для расчленения и корреляции разрезов Скандинавии и стран Прибалтики, в частности, Эстонии (). В приглинтовой полосе России определение конодонтовых зон затруднено редкостью или отсутствием платформенных элементов видов-индексов (Толмачева, 2013). Напротив, трилобитовая зональность разработана на разрезах южного Приладожья (Иванцов, 1997), где трилобиты многочисленны, а породы достаточно мягки для их поиска и извлечения. В западной части Ленинградской области и Эстонии остатки трилобитов, большей частью, очень редки и фрагментированы, а заключающие их породы – весьма тверды.

7.1. КОНОДОНТЫ

Конодонтовая зональность ордовика восточной Балтоскандии включает 22 зоны (Nolvak et al., 2006; Mannik, 2007; Viira, 2012; Mannik, Viira, 2012), из которых семь зон характеризуют кундаско-азериский интервал и смежные отложения. Нижние границы зон проводятся по первому появлению вида-индекса.

Зона *Baltoniodus norrlandicus* (Bagnoli, Stouge, 1997; Löfgren, 2000) охватывает пограничные отложения дапинского и дарривильского ярусов. Нижняя граница в приглинтовой полосе России приурочена к середине верхней пачки переслаивания «желтяков» волховского горизонта (Толмачева, 2013). Зона делится на две подзоны (*Semiacontiodus cornuformis* и *Lenodus antivariabilis*) с аналогичным принципом проведения нижних границ (Löfgren, 2000; Толмачева, 2013). В нижней подзоне доминируют *Baltoniodus norrlandicus*, *Microzarkodina parva* и *Drepanoistodus basiovalis*, вместе составляющие не менее 80% от общего количества конодонтовых элементов. В верхней подзоне (начиная с верхней пачки переслаивания «фризов») наблюдается плавное увеличение количества элементов *Scalpellodus gracilis* и *Semiacontiodus cornuformis* и уменьшение – *Protopanderodus rectus* и *Microzarkodina parva*. В верхах верхней подзоны *Semiacontiodus cornuformis* и *Baltoniodus norrlandicus* составляют не менее 60% от общего количества конодонтов.

Зона *Lenodus variabilis* (Lofgren (1978) и вышележащие зоны, описываемые здесь, отвечают различным интервалам дарривильского яруса. Нижняя граница в приглинтовой

полосе России приурочена к региональной поверхности перерыва в основании кундаского горизонта (Толмачева, 2013). Эстонские геологи проводят нижнюю границу по-разному. Так, С. Мяги (1984 а,б) в разрезе Онтика обнаружила *Lenodus variabilis* в аналогичной позиции. Однако, В. Вийра с соавторами (Viira, Männik, 1999; Viira et al., 2001) проводит нижнюю границу зоны значительно выше – в нижней части утриаской пачки, относя нижний «оолитовый слой» северной Эстонии к зоне *B. norrlandicus*. По мнению Т.Ю. Толмачевой (личное сообщение) это может быть связано с малыми объемами проб, не позволяющими «поймать» первое появление немногочисленного вида-индекса. По её данным (Толмачева, 2013), для нижней части зоны характерен комплекс конодонтов с *Drepanodus arcuatus*, *Cornuodus longibasis*, *Protopanderodus rectus*, *Paroistodus originalis*, *Drepanoistodus basiovalis*, *Semiacontiodus davidi*, *Decoriconus pesequius*. Доминируют элементы вида-индекса и *Baltoniodus norrlandicus* (до 80%). В верхней части зоны в приглинтовой полосе России конодонты редки.

Зона *Yangtzeplacognatus crassus* (Zhang, 1998; Löfgren, 2000, 2003). Нижняя граница в скважине Кергута (восточная Эстония) проводится на высоте примерно 1,3 м над подошвой утриаской пачки (Viira & Männik, 2006; пачка там названа ныммевескиской). Мощность зоны может быть оценена в 1 м. Вид-индекс составляет 3.1-6.3.% от общего количества конодонтов, остальное составляют *Baltoniodus medius* (~50%) и *Semiacontiodus cornuiformis* (~10-16%). У верхней границы отмечается первое появление *Dapsilodus viruensis* и исчезновение *M. parva*. На северо-западе России подошва и объём зоны не определены.

Зона *Eoplacognatus pseudoplanus* (Viira, 1974; Zhang, 1998). Состоит из двух подзон – нижней, с *Microzarcodina hagetiana* и верхней – с *M. ozarcodella* (Zhang, 1998; Löfgren, 1978, 2004). Нижняя граница зоны в скважине Кергута проводится на высоте примерно 2,3 м над подошвой утриаской пачки (Viira & Männik, 2006). Мощность зоны составляет примерно 5,5 м. Вид-индекс составляет около 1% (до 8%) от общего количества конодонтов, остальное составляют *Microzarcodina hagetiana* (0.8-1.6 %) *Semiacontiodus davidi*, *M. ozarcodella* () и проходящие *Baltoniodus medius*, *Drepanoistodus basiovalis*, *D. venustus*, *Semiacontiodus cornuiformis*, *Scalpellodus gracilis*. Нижняя граница подзоны *Microzarcodina ozarcodella* в скважине Кергута располагается на высоте 4 м над границей вокасской и утриаской пачек; этот уровень сопоставляется с границей силламяэской и валгейыэской пачек (наша терминология). Однако, С.Мяги (1984а) в обнажении Онтика зафиксировала первое появление *M. ozarcodella* стратиграфически ниже – на уровне, диагностированном нами как подошва силламяэской пачки или самая верхняя утриаской пачки. На северо-западе России подошва и объём зоны не определены.

Зона *Eoplacognatus suecicus* (Zhang, 1998). Нижняя граница ранее проводилась эстонскими исследователями несколько ниже поверхности перерыва As-1 на границе кунда/азери (Мяги, 1984а; Viira, Männik, 1999, 2006; Viira et al., 2001). Так, С. Мяги в обнажении Онтика зафиксировала вид-индекс в 2,9 м ниже этого уровня, что соответствует нижней половине валгейбьэской пачки (в принятом здесь объеме). Т.Ю. Толмачева (2013) в обнажении по р. Волхов проводит нижнюю границу непосредственно по поверхности As-1, выше которой вид-индекс сразу появляется в заметных количествах. В комплексе присутствуют *Baltoniodus medius*, *Pteracontiodus alatus*, *Cornuodus longibasis*, *Drepanoistodus basiovalis*, *Drepanodus reclinatus*, *Costiconus ethingtoni*, *Erraticodon balticus*.

Зона *Yangtzeplacognathus foliaceus* (Zhang, 1998). Ранее выделялась как нижняя подзона зоны *Pygodus serra*. Отвечает нижней части ласнамягиского горизонта (ребалаская пачка Эстонии). Нижняя граница данного подразделения совпадает с нижней границей зоны. Вместе с видом-индексом встречаются *Baltoniodus prevariabilis*, *Costiconus ethingtoni*, *Drepanoistodus* aff. *suberectus*, *Pseudooneotodus mitratus*, *Panderodus sulcatus*, *Protopanderodus rectus*, *Eoplacognathus robustus*. На северо-западе России подошва и объем зоны не определены.

7.2. ТРИЛОБИТЫ

Трилобитовая зональность ордовика Балтоскандии разрабатывается по представителям семейств *Asaphidae*, *Megistaspidae*, *Iliaenidae*, *Chasmopinae* и других. В частности, исследования первых двух семейств определили объемы и содержание региональных горизонтов, по крайней мере, от хуннебергского до азериского в их стратотипических районах (Эстония и Швеция). Нужно заметить, однако, что в настоящее время точное сопоставление восточной и западной частей Балтоскандии по трилобитам пока недостижимо из-за фациальной зависимости последних.

Биостратиграфия кундаского и азериского горизонтов южного Приладожья основана на трилобитовых зонах, выделенных по представителям семейства *Asaphinae* (Иванцов 1990, 1993, 1997, 2003). В кундаском горизонте выделяются 7 зон, границы которых в данной работе уточнены, а структура усложнена.

Зона *expansus-acuminatus*. Отвечает нижнему подгоризонту кундаского горизонта (V_{III}α), выделяется как полный интервал распространения *Asaphus expansus* и *Asaphus acuminatus*. Нижняя граница на Балтийско-Ладожском глинте приурочена к региональной поверхности перерыва Кп-1 в основании кундаского горизонта (Иванцов, 1990). Подразделена здесь на четыре подзоны, нижние границы которых проводятся по первому появлению руководящих видов и подвидов.

Подзона 1 выделяется как интервал полного распространения *Asaphus expansus gracilis*. Содержит также *Asaphus expansus robustus* Ivantsov (Иванцов, Мельникова, 1998) и *Asaphus fallax* (Nielsen et al, 2008). Мощность от 0.1 м (р. Лава) до ~0.4 м (р. Лынна).

Подзона 2 выделяется как интервал между уровнем исчезновения *Asaphus expansus gracilis* и уровнем появления *Asaphus expansus deltifrons* Ivantsov. По всему объёму встречается *Asaphus expansus robustus* Ivantsov и *Asaphus lamanskii* (Искюль, 2004). Мощность подзоны варьирует от 0,33 м (р. Лава) до ~2.1 м (р. Лынна).

Подзона 3 выделяется как интервал распространения *Asaphus expansus deltifrons* Ivantsov. В вокаской пачке первое появление вида-индекса фиксируется в 1-2 см над поверхностью перерыва Кп-2, исчезновение – в несколько ниже поверхности перерыва Кп-3 (на р. Лава – в 7 см). Сопутствующий вид - *Asaphus acuminatus* (Искюль, 2004).

Подзона 4 выделяется как интервал между уровнем исчезновения *Asaphus expansus* и уровнем исчезновения *Asaphus acuminatus*. Отличается малой мощностью (на р. Лава - 7см), кровля маркирована региональной поверхностью перерыва Кп-3, маркирующей границу подгоризонтов В_{IIIα} и В_{IIIβ}.

Зона *raniceps-striatus*. Отвечает среднему подгоризонту кундаского горизонта (В_{IIIβ}), выделяется как полный интервал распространения последних азафидных трилобитов группы «*raniceps*» – *Asaphus raniceps* Angelin и *Asaphus striatus* Voeck. Отвечает зоне *Asaphus raniceps* эстонских и шведских геологов (Мянниль, 1966; Nielsen, 1995). Нижняя граница проводится по первому появлению *Asaphus raniceps*, которое установлено в 2-3 см выше поверхности перерыва Кп-3 (Иванцов, 1990). Зона может быть разделена на слои с *Asaphus raniceps*, слои с *Asaphus striatus* и слои с *Asaphus knyrkoi*.

Слои с *A. raniceps* на р. Лава охватывают верхи вокаской пачки (0,17 м) и самой нижней части утриаской пачки до поверхности перерыва Кп-4 или несколько выше (~0,35 м). Общая мощность Слои с *A. raniceps* на р. Лава, таким образом, 0.52 м. Надо заметить, что поздние представители данного вида отличаются более густыми террасовыми линиями и большей выраженностью глабельных и затылочных борозд, а также лопастей глабели, что может быть основанием для выделения нового вида.

Далее следует интервал мощностью 1 м, где достоверные представители группы «*raniceps*» не встречены, несмотря на обилие (на некоторых уровнях) разрозненных пигидиев рода *Asaphus*. В результате массовых поисков здесь обнаружены редкие остатки мелкого *Asaphus sp. nov.* из филогенетической линии «*knyrkoi-ingrianus*».

Слои с *Asaphus striatus* охватывают интервал от пласта «нижние кости» (на р. Волхов – второй «белый слой») до кровли утриаской пачки. Первое появление вида отмечено в биокластовых пакстоунах верхней части пласта «нижние кости» в карьере Путилово и на

рр. Лава и Волхов. Надо заметить, что акмезона *Asaphus striatus* охватывает верхнюю часть утриаской пачки (литослой 17-О) и вышележащие слои с *Asaphus knyurkoi* (литослой 18-В).

Слои с *Asaphus knyurkoi* выделяются как интервал от первого появления вида-индекса до первого появления *A. minor* F. Schmidt. Нижняя граница совпадает с подошвой путиловской пачки. Сопутствующим видом является *Asaphus striatus* Voeck. Оба вида, похоже, распространены до уровня появления *A. minor* F. Schmidt, но не встречаются вместе с ним.

Зона *minor-pachyophthalmus*. Объединяет слои с *Asaphus minor* F. Schmidt, слои с *Asaphus pachyophthalmus* F. Schmidt и разделяющий их интервал.

Слои с *A. minor* F. Schmidt отвечают интервалу полного распространения вида. Нижняя граница проходит несколько ниже кровли путиловской пачки, в 0.2 м (р. Лава, карьер Путилово) и в 0.36 м (Плеханово). На этом уровне, или чуть ниже исчезают *A. knyurkoi* F. Schmidt и (судя по данным А.Ю. Иванцова по р. Волхов) *A. striatus* Voeck. Верхняя граница по имеющимся данным проходит по кровле плехановской пачки (Иванцов, Мельникова, 1998; Искюль, 2015).

Слои с *Asaphus pachyophthalmus* F. Schmidt отвечают интервалу полного распространения вида. Наиболее раннее появление данного вида установлено автором на р. Лаве в 1.4 м над подошвой симанковской пачки (0.17 м над подошвой литослоя 22-О), однако, есть вероятность ещё более низкого обнаружения его остатков. Так, в карьере Путилово в пограничной части плехановской и симанковской пачек (т.е. в кровле слоёв с *A. minor*) обнаружен фрагмент цефалона, который может принадлежать *Asaphus pachyophthalmus*. Поиски на этом уровне пока не дали дополнительных результатов. Если присутствие *Asaphus pachyophthalmus* на этом уровне подтвердится, промежуток между слоями данной зоны исчезнет и слои будут переведены в ранг самостоятельных зон. Исчезновение *Asaphus pachyophthalmus* зафиксировано на р. Лава и Волхов и в карьере Путилово в 10-14 см ниже уровня появления *Asaphus sulevi* Jaanusson (в верхней части литослоя 24-О). Однако, есть вероятность их совместного распространения в нижней части зоны *sulevi-ingrianus* (устное сообщение Е. Литвинова).

Зона *sulevi-ingrianus*. Выделяется как интервал полного распространения *Asaphus sulevi* Jaanusson и *A. ingrianus* Jaanusson. Первое появление *A. sulevi* отмечено мной на р. Лава и Волхов в нижней части литослоя 25-О (0.75 м ниже кровли кундаского горизонта). В карьере Путилово, где массовые послонные сборы не проводились, он обнаружен в верхней части литослоя 23-О. Западнее карьера Путилово, в разрезах копорского типа, остатки *A. pachyophthalmus* и ранних *A. sulevi* становятся всё более редкими и

фрагментированными. В результате долгих поисков в карьере у д. Нижняя редкие остатки *A. pachyophthalmus* обнаружены в нижней части литослоя 8-V (0.75 м ниже кровли кундаского горизонта), редкие остатки *Asaphus sulevi* – в его кровле (46 см ниже кровли горизонта). Граница зон, таким образом, приурочена к внутренней части литослоя 8-V. Многочисленные остатки *Asaphus ingrianus* повсеместно вдоль российской части глинта обнаружены в тонком мергелистом интервале несколько ниже кровли горизонта на р. Волхов и Лава (литослой 29), в карьере у д. Нижняя, на р. Копорка (литослой 10-V), а также, по данным А.Ю. Иванцова (2003) – на р. Нарва.

Зона *laevissimus*. Соответствует полному распространению *Asaphus laevissimus* F. Schmidt, который встречается в узком интервале непосредственно под поверхностью перерыва As-1 (маркирующей границу кундаского и азериского горизонтов) в массивном литослое 27-O (нумерация разрезов лавского и волховского типов) или 11-V (нумерация разрезов копорского типа). Мощность зоны составляет, соответственно, 0.35 м и 0.1-0.12 м. Промежуток между последними *A. ingrianus* и первыми *A. laevissimus* составляет первые сантиметры. Последние *A. laevissimus* наблюдаются в рельефе поверхности перерыва As-1 как небольшие останцы. Благодаря частой встречаемости вид-индекса, зона может быть легко прослежена от р. Волхов до р. Нарва (Иванцов, 2003) и, по-видимому, ещё западнее – в Эстонию.

Все азафидные зоны, подзоны и слои, теоретически, могут быть прослежены за пределы Ладожского глинта в западную часть Ленинградской области и в восточную Эстонию. В частности, почти все виды-индексы так или иначе упоминаются при характеристике разрезов восточной Эстонии (Мянниль, 1963, 1966; Рыбусокс, 1970; Иванцов, 1990; Nielsen, 2004). Однако, за пределами Ладожского глинта большинство видов-индексов весьма редки, а их поиск осложнён трудностью извлечения из твёрдых пород и интенсивной доломитизацией. В разрезах копорского типа относительно легко прослеживаются зоны *expansus-acuminatus*, *sulevi-ingrianus* и *laevissimus* благодаря частой встречаемости видов-индексов. А. Ю. Иванцовым (2003) эти зоны прослежены вплоть до р. Нарва, относящейся уже к разрезам восточно-эстонского типа. Что касается зоны *expansus-acuminatus*, нужно заметить, что уже в 30 км западнее р. Нарва, на р. Сытке, в нижней части вокаской пачки (Вш_а) мной были обнаружены лишь обильные мегистаспиды.

Виды-индексы внутренних зон кундаского горизонта к западу от Ладожского глинта становятся всё более редкими. Если в карьере у д. Нижняя (на меридиане Санкт-Петербурга) в верхней части кундаского горизонта ещё можно определить границы слоёв с *A. pachyophthalmus* и зоны *sulevi-ingrianus*, то на р. Копорка попытки обнаружить

Asaphus knyrkoi F. Schmidt, *A. minor* F. Schmidt, *A. pachyophthalmus* F. Schmidt и ранних *A. sulevi* Jaanusson не увенчались успехом. Вместо них (как в разрезах восточно-эстонского типа) часто встречаются мегистаспиды, в частности, *Megistaspidella gigas*, *M. obtusicauda* и др. (Балашова, Балашов, 1958). Это обстоятельство явилось основанием выделения трилобитовой зоны *Megistaspidella gigas* – *M. obtusicauda* (Решения..., 1987), которая отвечает интервалу от слоёв с *A. minor* до зоны *laevissimus* Ладожского глинта.

Параллельная схема расчленения по трилобитам семейства *Illaenidae* на настоящий момент состоит из четырёх слоёв, выделенных по видам с наиболее яркой морфологией и массовой встречаемостью (Искюль, 2015). Распределение илленидных трилобитов наиболее полно изучено по разрезу р. Лава.

Слой с *Illaenus sarsi*. Соответствует интервалу от первого появления вида-индекса до первого появления *Illaenus incisus* Jaanusson. Сопоставляется с основной верхней частью 2-й подзоны зоны *expansus-acuminatus*. Первое появление *Illaenus sarsi* Jaanusson наблюдается несколько выше региональной поверхности перерыва Кп-1, позже, чем первое появление *Asaphus expansus* Wahlenberg и *A. lamanskii* F. Schmidt. На р. Лава первые *I. sarsi* обнаружены автором в 0,25 м над подошвой В_{III}α, что согласуется с данными Хансена и Нильсена (Hansen & Nielsen, 2003) по р. Лынна, где в базальных слоях В_{III}α этот вид также отсутствует. Помимо вида-индекса, в интервале встречаются также неописанные виды группы «*sarsi*».

Слой с *Illaenus incisus* Jaanusson. Соответствует интервалу стратиграфического распространения вида. В разрезе Лава-1 нижняя граница располагается в 2-3 см над поверхностью Кп-2. В ходе массовых сборов в обнажениях Ладожского глинта вид-индекс *incisus* не обнаружен выше поверхности перерыва Кп-3 (карьер Путилово, р.р. Лава, Волхов, Лынна), т.е. слой целиком отвечает третьей и четвёртой подзонам зоны *expansus-acuminatus*. Предыдущий вид-индекс *Illaenus sarsi* исчезает на р. Лава вместе с *Asaphus expansus* в 7 см ниже поверхности перерыва Кп-3.

Слой с *Illaenus aduncus* Jaanusson. Соответствует интервалу стратиграфического распространения вида. Первое появление *I. aduncus* в обнажении Лава-15 зафиксировано непосредственно над поверхностью перерыва Кп-3, отмечающей границу подгоризонтов В_{III}α и В_{III}β. Вид особенно часто встречается в литослое 17-О вместе с *Asaphus striatus* Воеск (карьер Путилово, р.р. Лава, Волхов). Верхняя граница условно проводится по кровле плехановской пачки, выше которого остатки данного вида не найдены. Таким образом, слой *I. aduncus* отвечает по объёму зоне *raniceps-striatus* (с совпадением нижних границ) и слоям с *A. minor*.

Слой с *Illaenus laticlavius* Eichwald. Выделяется в объёме стратиграфического распространения вида, сопоставляется с подзоной *Asaphus pachyophthalmus* и подзоной *Asaphus sulevi*. Наиболее раннее появление вида зафиксировано в 0.52 м над подошвой литосля 24b-О (р. Лава), что в 0,2 м выше первых находок *Asaphus pachyophthalmus*. Наиболее верхние находки *I. laticlavius* на р. Лава происходят из кровли литосля 25-О, в карьере Нижняя и на р. Копорка – из подошвы литосля 9-V (=подошва литосля 26-О рр. Лава и Волхов).

Слой с *Illaenus «dalmani»*. Вместе с *Illaenus laticlavius* Eichwald встречается группа трудно различимых видов *Illaenus dalmani* Holm, *Illaenus wahlenbergi* Eichwald, а также, по-видимому, родственные им неописанные виды. Для их обоснованного разделения требуются массовые сборы и ревизия видового состава. В данной работе все эти виды условно отнесены к группе видов «*dalmani*». Нижняя граница слоёв с *Illaenus «dalmani»* проводится по уровню исчезновения предыдущего вида-индекса (*Illaenus laticlavius* Eichwald), верхняя граница точно не определена и располагается где-то в нижней части азериского горизонта. Также, по неопубликованным данным С. Терентьева здесь могут встречаться *Illaenus chudleighensis* Holm, *I. sulcifrons* Holm, *I. oblongatus* Holm, *I. atavus* Eichwald, *I. excellens* Holm.

7. ЛИТОЛОГИЯ

Карбонатные отложения ордовика северо-запада России обладают определённой литологической и седиментологической спецификой, которая недостаточно полно раскрыта в литературе. Освещение основных особенностей карбонатных изложений необходимо для характеристики разрезов и фаций. В некоторых случаях потребовалось введение терминов и понятий, как новых (биокласто-микроспаритовые известняки), так и ранее не использовавшихся для данных отложений (парастилолиты, доломит-известняки, диастемы). Выделение поверхностей перерыва определённого типа (хардграундов и т.д.) потребовало разработки самостоятельной схемы их диагностики.

7.1. Структурно-вещественные особенности

Карбонатный компонент. Породы кундаского горизонта представлены биокластовыми известняками (или доломитами по ним) с подчинёнными прослоями мергелей и глин. Известняки/доломиты в различном количестве (от 2% и более) содержат алеврито-пелитовый (<50 μm) терригенный силикатный компонент и по этому признаку могут быть разделены на чистые (<5%), весьма слабо- (5-10%), слабо- (10-15%), средне- (15-20%) сильно-алевроглинистые (20-25%), мергелеподобные (25-30%). Породы с содержанием 30-60% алеврито-глинистого компонента условно отнесены к мергелям (~25-50% пелита). Глины представляют собой алевропелиты с содержанием алевритовой фракции ~30%.

Основные структурные компоненты известняков и мергелей имеют кальцитовую минералогию: биокласты, микроспаритовый матрикс и спаритовый цемент. Биокласты представлены фрагментами иглокожих, остракод, брахиопод, трилобитов, мшанок (в порядке убывания). *Состав биокластов* в эстонских разрезах изучался Л. Пылмой (1982), в российских – А.В. Зайцевым (2008), отметившими преобладание иглокожих и остракод. Организмы с первично-арагонитовыми скелетами, такие как моллюски и водоросли, в частности, рецептакулиты, не представлены или почти не представлены в составе биокластов. По данным Л. Пылмы (1982), содержание биокластов цианобионтов и водорослей в интервале В_I-D_{II} составляет 3-5%, однако на нашем материале они не были обнаружены, так же, как и детрит наутилоидей. *Микроспаритовый матрикс* известняков, представленный ксеноморфными зёрнами низкомагнезильного кальцита размером 10-30 мкм, интерпретируется как результат диагенетического преобразования известкового ила, включавшего в себя растворение, перекристаллизацию, полиморфную трансформацию зёрен и их цементацию новообразованным микроспаритовым цементом. Спаритовый цемент в заметном объёме есть только в грейнстоунах, где составляет около 50% или даже больше (в зависимости от размера и формы аллохем). Цемент синтаксиальный, в

зависимости от субстрата варьирует от скаленоэдрического (вокруг остракод) до моноблокового (вокруг иглокожих). По соотношению компонентов выделяются следующие структурные типы известняков, характеризующиеся также определёнными диапазонами содержания алевроито-глинистого компонента:

Грейстоуны (промытые биокластовые пески) – биокласты опираются друг на друга, промежутки заполнены спаритом. Это сравнительно сортированные средне-крупнобиокластовые породы с синтаксиальным поровым кальцитовым цементом. Относятся к чистым известнякам (алеврит+глина <2%), в приглинтовой полосе России весьма редки. В составе биокластов преобладают массивные фрагменты иглокожих и брахиопод.

Пакстоуны (плохо промытые биокластовые пески) – биокласты опираются друг на друга, промежутки заполнены микроспаритовым матриксом. По размеру, сортировке и концентрации биокластов здесь выделяются три чётких подтипа: 1) несортированный крупно-мелкобиокластовый, с неплотной упаковкой разнообразных по форме биокластов; наиболее распространён, относится к весьма слабо-алевроглинистым (8-10 %) известнякам. 2) сравнительно сортированный, средне-мелкобиокластовый, с плотно упакованными биокластами таблитчатой формы; относится к весьма слабо-алевроглинистым (5-7 %) известнякам. 3) сортированный, мелкобиокласто-шламовый, биокласты неплотно упакованы; экзотичен, относится к слабо-алевроглинистым (14 %) известнякам.

Биокласто-микроспаритовые биотурбиты – известняки и мергели с пятнистой микротекстурой, образованной пятнами: а) пакстоуна 1-го типа; б) шламового или мелкобиокластового вакстоуна/мадстоуна. Последние представляют ходы мелкой инфауны и часто обладают соответствующей микротекстурой (ориентировкой биокластов и т.п.) и червеобразными очертаниями. При уменьшении или увеличении количества илестых ходов биотурбиты переходят, соответственно, в пакстоуны 1-го типа (при этом карбонатность возрастает) или в илестые биотурбиты (при этом карбонатность уменьшается). К данному структурному типу относится широкий спектр известняков от весьма слабо-алевроглинистых до мергелистых. По-видимому, биокласто-микроспаритовые биотурбиты формировались за счёт перемешивания биокластовых и илестых слоёв мощностью от первых мм до 1-2 см. Реликтовая стратификация именно такого масштаба встречена внутри раковин наутилоидей в «эндоцератитовых известняках».

Микроспаритовые (илестые) биотурбиты – аналоги мадстоунов и вак-мадстоунов, варьирующие от сильно-алевроглинистых известняков до глинистых мергелей.

Алевро-пелитовый силикатный компонент. Образует смесь в различных пропорциях с биокласто-иловым карбонатным материалом, от незначительной примеси в биокластовых грейнстоунах (<2 %) до мергелей и слабо карбонатных глин. Алевритовая и крупнопелитовая части представлены кварцем, тонкопелитовая имеет преимущественно гидрослюдистый состав (иллит) с примесью хлорита, каолинита и смешаннослойных минералов (Пылма, 1982; Зайцев, Косоруков, 2007). Есть мнение (Sturesson et al., 2000), что глинистый компонент представляет собой смесь кластических терригенных частиц с продуктами разложения вулканических пеплов, выпадавших в палеобассейн.

Аутигенная некарбонатная минерализация. Аутигенные син-диагенетические минералы представлены зёрнами глауконита и пирита, гётитовыми микроконкрециями и фосфатной, гётитовой и гематитовой импрегнацией поверхностей перерыва.

Зёрна глауконита в кундаских отложениях можно разделить на три типа (по Зайцеву, 2006, с изменениями): 1) тёмно-зелёный глобулярный глауконит округлой, удлинённой и "лапчатой" формы, размером до 0,5 мм, 2) бледно-зелёные глауконитовые псевдоморфозы по биокластам иглокожих, большей частью в виде слепков внутрискелетных канальцев, 3) переотложенный глауконит. Глобулярный глауконит в виде незначительной (<1%) макроскопической примеси тонких и мелких зёрен наблюдается в нижней части горизонта и в основной массе исчезает в подошве акмезоны *Asaphus striatus sarsi* Woeck. Выше распространяются, главным образом, зёрна 2-го типа, наблюдаемые только в сравнительно чистых «эндоцератитовых известняках» лообуской свиты и исчезающие в кровле кундаского горизонта. Переотложенный глауконит узнаётся по округлым очертаниям и выветрелым каёмкам; в заметных количествах он наблюдается в подошве кундаского горизонта над региональной поверхностью перерыва Кп-1.

Гётитовые микроконкреции-«чечевицы». Это концентрически-слоистые округлые образования размером 0,1-3 мм, содержание которых в известняках и глинах достигает 30%. Обычно наблюдается парагенез зёрен трёх видов: 1) гётитизированные биокласты иглокожих и брахиопод, 2) псевдо-оолиты, состоящие из крупного ядра и одной-двух тонких гётитовых оболочек, 3) оолиты, состоящие из мелкого ядра и многочисленных (до 20) гётитовых оболочек. Гётитизированные биокласты представлены сглаженными фрагментами иглокожих и брахиопод размером до 1 мм (редко до 2 мм). Они же являются ядрами псевдо-оолитов, причём их форма определяет и форму псевдо-оолита. Ядрами настоящих оолитов выступают ожелезнённые микробиокласты, алевритовый кварц, глауконит и даже обломки более ранних оолитов (Пылма, 1982). Форма оолитов чечевицеобразная, что интерпретировано Л. Пылмой как результат литостатического уплотнения и подтверждено моими наблюдениями.

Аутигенные фосфаты представлены, главным образом, импрегнацией поверхностей перерыва различного типа, от слабо выраженных диастем до глубоко фосфатизированных хардграундов (см. ниже). Импрегнация образует тонкую (от 1-3 мм до 2,5-3 см) полосу, затухающую вниз. В зависимости от содержания P_2O_5 , цвет импрегнации белёсый (~1-2%), серый/коричневатый (~3-7%) и тёмно-серый/коричневый (~10-13%). Реже наблюдается гематит-фосфатная импрегнация, отличающаяся присутствием тонкодисперсного гематита и варьирующая от светло-сиреневой (P_2O_5 1-2%) до бордовой (P_2O_5 6-10%). Фосфатному метасоматозу подвергался лишь иловый матрикс осадка, заместившийся ультрамикрозернистым карбонатапатитом, тогда как биокласты остались кальцитовыми или были растворены. В тех случаях, когда в полосу сильной импрегнации попадали гётитовые оолиты, они замещались железистым карбонатапатитом с частичной потерей ламинации. Во вторичных доломитах участки фосфатной импрегнации, вне зависимости от концентрации фосфатов, одинаково приобрели белый цвет и мучнистое сложение; биокласты были растворены и оставили после себя чёткие микромолды. За белый цвет и мучнистость такие участки нередко называются «доломитовой мукой», что неверно – настоящая доломитовая мука состоит из механических скоплений микрообломков ромбоэдров, образующихся при растворении доломитовой породы. Пустоты по биокластам указывают на растворение и вынос карбоната из участков импрегнации, чем и могут быть объяснены изменения консистенции последних.

7.2. Слоистость и плитчатость

Слоистость образована седиментационным чередованием литотипов – известняков, мергелей и глин – и носит параллельный характер, переходящий в волнистый и линзовидный из-за литостатических деформаций и перераспределения карбоната, соответственно. По масштабу выделяются массивно- (>20 см), толсто- (10-20 см), средне- (3-10 см), тонко- (0,5-3 см) и микрослоистые (<0,5 см) текстуры. Масштаб слоистости имеет важное значение при литофациальном анализе ордовикских отложений, особенно при разделении смежных по латерали микрофаций. Так, при переходе от карбонатной макрофации к глинисто-карбонатной слоистость известняков уменьшается от массивной до тонкой. Глинисто-карбонатные микрофации в пределах конкретного обнажения и определённого интервала обычно обладают узким диапазоном мощности известняковых слоёв (вариации 1-1,5 см), что указывает на тонкую балансировку параметров среды седиментации.

Со слоистостью тесно связана *плитчатость* – послойное растрескивание пород в обнажениях, которое развивается по ослабленным (более глинистым) уровням. Плитчатость развивается как по слоистости, так и по неоднородностям пород. В первом

случае послойная трещина образуется вблизи контакта пород с разной глинистостью, причём она смещена на 0,5-1 см в сторону менее прочной породы. Во втором случае послойные трещины развиваются по послойным скоплениям ходов инфауны, обогащённых глинистым компонентом. По уровням с высокой плотностью мелких ходов идёт растрескивание породы, тогда как плотно расположенные крупные ходы талассиноидного типа могут выглядеть как локально развитые глинистые и мергельные прослой мощностью до 2 см. Последнее особенно справедливо для кернового материала.

Постседиментационные неоднородности, по которым идут пластовые трещины, представлены *парастилолитами* (рис. 7.6, фиг. Б) и более редкими *микростилолитами*. И те, и другие являются швами растворения толщиной до 1-2 мм, на которых сконцентрированы нерастворимый компонент карбонатных пород. Парастилолиты имеют мелко-волнистый характер, микростилолиты – зубчатый. В кундаских известняках доминируют парастилолиты, сгущения которых могут изредка переходить в эпигенетические «глинистые прослой» (прослой 2-го типа, по Зайцеву и Барабошкину, 2006). Образуемая ими плитчатость часто тонкая или линзовидная, сечёт седиментационные текстуры (флазерная слоистость по Зайцеву и Барабошкину, 2006).

7.3. Фосфатизированные поверхности перерыва

В среднем ордовике БЛГ поверхности перерыва являются одним из наиболее важных типов седиментационных текстур. С верхней части волховского горизонта и по ухакуский горизонт их маркёром является фосфатная импрегнация. Поверхности перерыва варьируют от хардграундов (редкие) до слабо выраженных диастем (обильные); с ними ассоциирует раковинная фауна с фосфатизированным заполнением. Оба типа фосфатизированных образований тесно связаны с наиболее чистыми (<15% алеврито-глинистой примеси) и конденсированными карбонатными фациями. В частности, фосфатные диастемы следуют в них через 0,5-4 см, что позволяет говорить о своеобразном типе стратификации – диастемном. Анализируя материалы предыдущих исследователей (Орвику 1960; Пылма, 1982; Мяги, 1984; Иванцов, Мельникова, 1998; Зайцев, Барабошкин, 2006; Dronov et al. 2005), можно сделать вывод, что почти все ФПП и вся фосфатизированная фауна в разрезах кундаского и азериского горизонтов России и Эстонии были пропущены. Это обусловлено тремя обстоятельствами. Во-первых, белёдые и серые тона фосфатной импрегнации обычно плохо видны на фоне сходно окрашенных известняков. Во-вторых, полоса импрегнации большинства ФПП переработана в седиментогенезе (битурбирована и др.), из-за чего наблюдается не поверхность как таковая, а цепочка пятен импрегнации. В-третьих, во вторичных доломитах такие цепочки из-за белой окраски и мучнистого сложения обычно принимаются за доломитовую муку,

хотя их псевдоморфная структура не имеет ничего общего со структурами (де)доломитизации (рис. 7.6, фиг. Г). Всё это делает диагностику ФПП затруднительной для неподготовленного исследователя. По этим причинам истинный масштаб развития поверхностей перерыва и их значение в седиментологической картине среднеордовикских отложений сильно недооценено как российскими, так и эстонскими исследователями. Поскольку ФПП являются важным диагностическим (в литофациальном анализе) и генетическим (в седиментологическом анализе) признаком ордовикских отложений, ниже рассмотрим их морфогенетические особенности. Главными из которых являются: 1) импрегнация, 2) эрозионный рельеф, 3) поселения специализированной омиссионной инфауны, 4) следы жизнедеятельности пост-омиссионной инфауны.

Импрегнация образует тонкую (от 1-3 мм до 2,5-3 см) полосу, затухающую вниз. Импрегнация почти исключительно фосфатная, в зависимости от содержания P_2O_5 белёсого (~1-2%), серого/коричневатого (~3-7%) и тёмно-серого/коричневого (~10-13%) цвета. Реже наблюдается гематит-фосфатная импрегнация, отличающаяся присутствием тонкодисперсного гематита и варьирующая от светло-сиреневой (P_2O_5 1-2%) до бордовой (P_2O_5 6-10%). В большинстве случаев импрегнация не образует сплошной полосы, а встречается отдельными пятнами; это обусловлено, как минимум, тремя причинами: (а) первично лоскутным характером импрегнации, приуроченной к выступам рельефа, (б) неравномерным размывом импрегнации, (в) переработкой мелкими и крупными биотурбаторами после захоронения.

Рельеф неровный и мелко-бугристый, микрорельеф несглаженный; амплитуда рельефа у разных поверхностей варьирует от 1 см до 2-3 см. Наиболее высокие бугорки, до 2-4 см, представляют собой отпрепарированные слепки ихнофоссилий или образовались благодаря бронирующему действию раковинной фауны. Рельеф является эрозионным в широком смысле, т.е. образован за счёт удаления части поверхностного осадка (в ходе размыва и/или растворения и/или биоэрозии). Для выяснения значения каждого из этих процессов требуются дальнейшие исследования. В большинстве случаев поверхности перерыва заключены внутри литологически монотонных слоёв с высоким индексом биотурбации, так что рельеф ПП может быть уверенно выявлен лишь там, где он подчёркнут импрегнацией.

Ихнотекстурный облик поверхностей перерыва образован двумя разновременными комплексами инфауны - омиссионным и пост-омиссионным, каждый из которых имеет определённое значение для диагностики типов ПП (см. ниже). Омиссионные ихнофоссилии синхронны перерыву; их диагностическим признаком является импрегнация стенок ходов и сверлений. Такие фоссилии достоверно установлены лишь на

наиболее зрелых ПП (хардграундах). К ним отнесены субгоризонтальные норы проблематичных талассиноидов и редкие сверления *Trypanites*. Пост-омиссионные ихнофоссилии, напротив, представляют собой следы рытья, разрушающие ПП после её захоронения в осадке. Они широко распространены в менее зрелых типах кундаских ПП и могут быть отнесены к двум размерным классам. Мелкая инфауна оставила чёткие червеобразные цилиндрические ходы диаметром 1-3 мм без футеровки стенок и ветвления. По-видимому, это следы передвижения и питания илоедов; заполнение ходов рассматривается как «активное». Более крупная инфауна оставила ходы диаметром 4-20 мм (редко до 4-5 см), среди которых есть как следы передвижения, так и норы. Если их заполнение обогащено биокластами и глауконитом или подчёркнуто селективной доломитизацией, они хорошо различимы на фоне породы; в противном случае, такие ходы диагностируются лишь как субвертикальные разрывы полосы импрегнации.

Организмы-обрастатели (мшанки, иглокожие) не встречены на ПП, но обычны на раковинной фауне. Возможно, отсутствие инфауны и эпифауны обусловлено развитием на омиссионных поверхностях специфических микробиальных матов, препятствовавших заселению осадка личинками сессильного бентоса. Аналогичная ситуация отмечается на ниже-среднеордовикских хардграундах Швеции, расположенных в другой структурно-фациальной зоне (Шведская СФЗ) (Lindström, 1982), где в разрезах отмечаются частые уровни микробиальных матов и строматолитов.

По морфологическим признакам и степени фосфатизации чётко обособляются четыре основных типа ПП – хардграунды, фирмграунды, диастемы и раковинный «перлювий».

1. *Хардграунды* обладают наиболее яркими признаками седиментационных перерывов – сильной и выдержанной фосфатизацией, максимальной амплитудой эрозионного рельефа. Фосфатизация достигает глубины 2 см, цвет варьирует у разных поверхностей от коричневого, тёмно-серого и серого (фосфатная импрегнация) до бордового (гематит-фосфатная импрегнация). Рельеф неровный до бугристого, амплитуда достигает 4-6 см, но обычно остаётся в пределах 1-3 см. Характерны эрозионные останцы высотой до 3-4 см, либо бронированные твёрдыми телами (раковинами или интракластами), либо представляющие собой отпрепарированные до-омиссионные ихноструктуры. Нередко наблюдается наложение нескольких индивидуальных поверхностей, среди которых наблюдаются как собственно хардграунды, так и фирмграунды (рис. 7.1, фиг. А,Б).

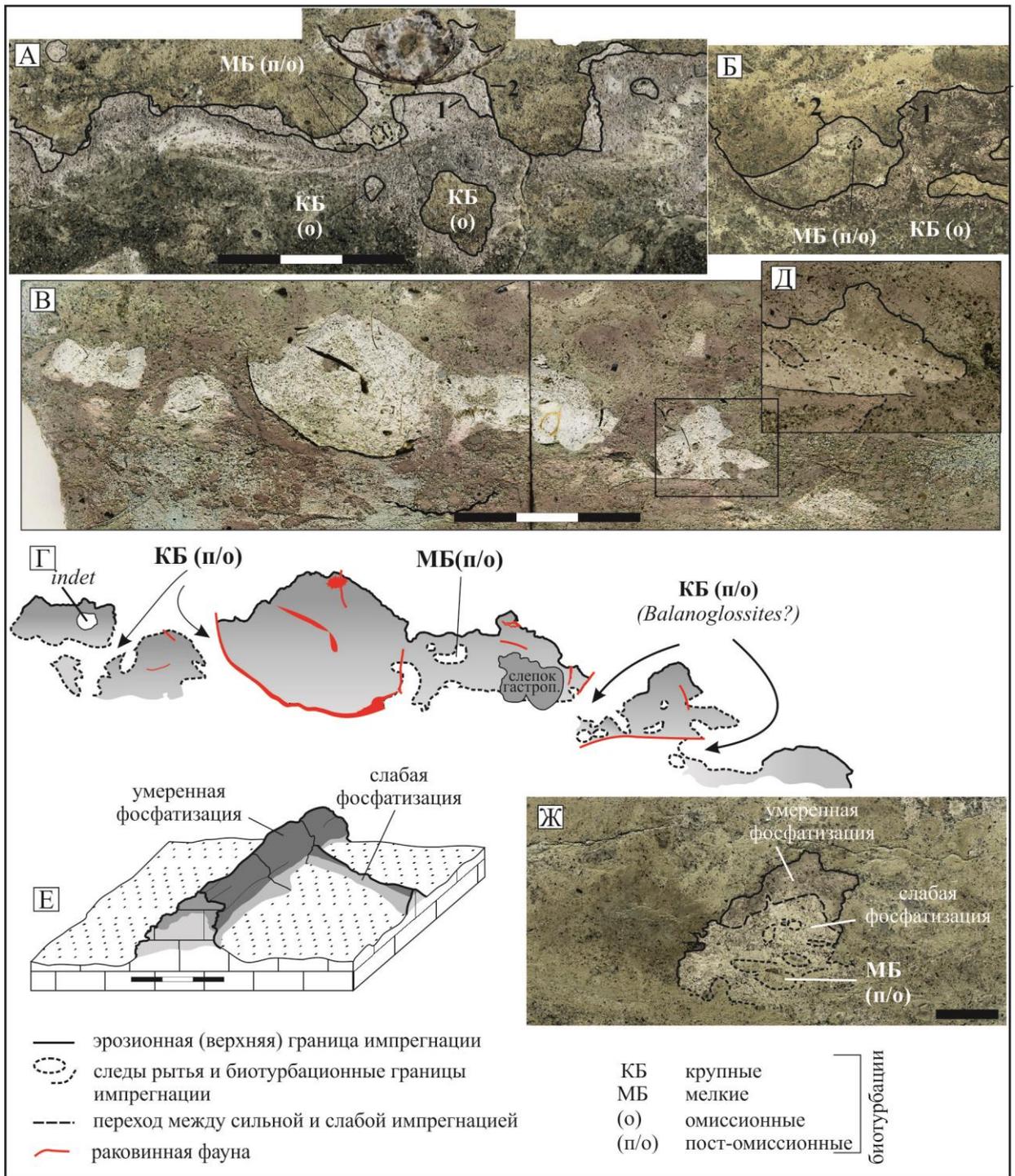


Рис. 7.1. Хард- и фирмграунды. **А, Б.** Хардграунд Кп-4, карьер Широково. А - протравленная пришлифовка, в центре – двухфазный останец, бронированный «усечённым» ортоконом. Б – полированный спил с неизменённым цветом импрегнации; 1,2 – генерации поверхности. **В-Д.** Фирмграунд Кп-4, р. Лава. В – протравленный спил, Г – его обрисовка. Д – другая половина того же спила с неизменённым цветом импрегнации. **Е, Ж.** «Островной» фирмграунд, карьер Широково, 0,12 м над подошвой утриаской пачки. Блок-диаграмма поверхности с откопанным слепком хода талассиноида (Е) и его поперечное сечение (З). Все спилы поперёк напластования, цена деления линейки 1 см.

Хардграунды несут редкие оmissионные норы и сверления. Норы диаметром от 6 до 12 мм, с несглаженными стенками без футеровки, полого погружаются под поверхность. Для некоторых из них установлена очень пологая U-образная форма. Сверления единичны, принадлежат ихнороду *Trypanites*, узкие (2 мм) и неглубокие (<10 мм). Важной особенностью является отсутствие пост-омиссионных биотурбаций, хотя все выявленные хардграунды заключены в тотально биотурбированных био-микроспаритах.

2. *Фирмграунды* включают два морфотипа – выдержанный и «островной». Выдержанные фирмграунды внешне близки хардграундам (с которыми часто путаются), но отличаются умеренной фосфатизацией и наличием частых крупных пост-омиссионных следов рытья, осложняющих эрозионный рельеф (рис. 7.1, фиг. В-Г). Наиболее высокие выступы наблюдаются там, где присутствуют раковинные остатки, бронировавшие осадок и, возможно, способствовавшие его цементации. Фосфатизация часто приурочена лишь к выступам, где достигает глубины 1,5 см. Цвет собственно фосфатной импрегнации сверху коричневатый или серый (2-5 мм), вниз переходит в белёсый. Сиреневый цвет гематит-фосфатной импрегнации постепенно ослабляется вниз. Наложение нескольких (не более двух) индивидуальных поверхностей наблюдается редко.

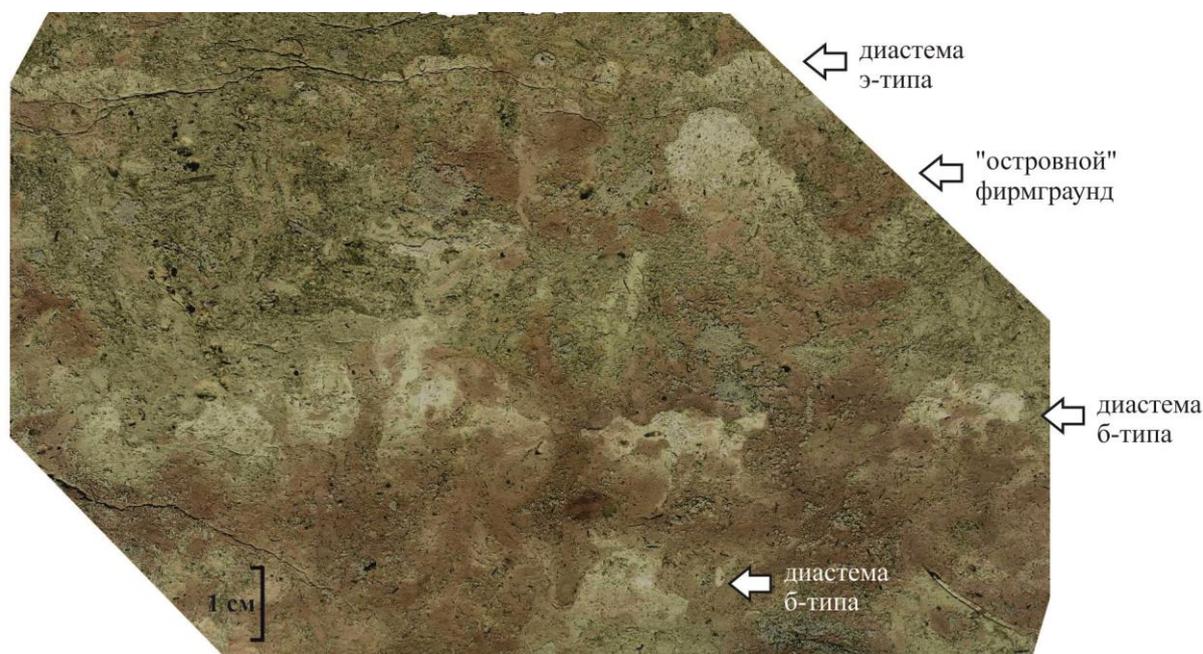


Рисунок 7.2. Красноцветный биомикроспарит с горизонтами фосфатных поверхностей перерыва. Правый верхний квадрант нарушен крупными тёмными следами рытья, концентрирующими биокласты. Слой 12А, р. Лава. Образец протравлен.

Диагностическим признаком выдержанных фирмграундов является пост-омиссионная биотурбация, проникающими из перекрывающего слоя. Крупные (d - 4-12 мм) следы

рытья в поперечном сечении следуют через 2-6 см. Они могут быть подчеркнуты селективной доломитизацией (см. ниже) или не отличаться литологически от слоя-источника. В последнем случае, если слои, разделённые фирмграундом, литологически одинаковы, то ходы будут видны только как разрывы полосы импрегнации. Мелкие следы рытья (d - 1-3 мм), обильные в перекрывающей осадке, в полосу импрегнации проникают редко и неравномерно.

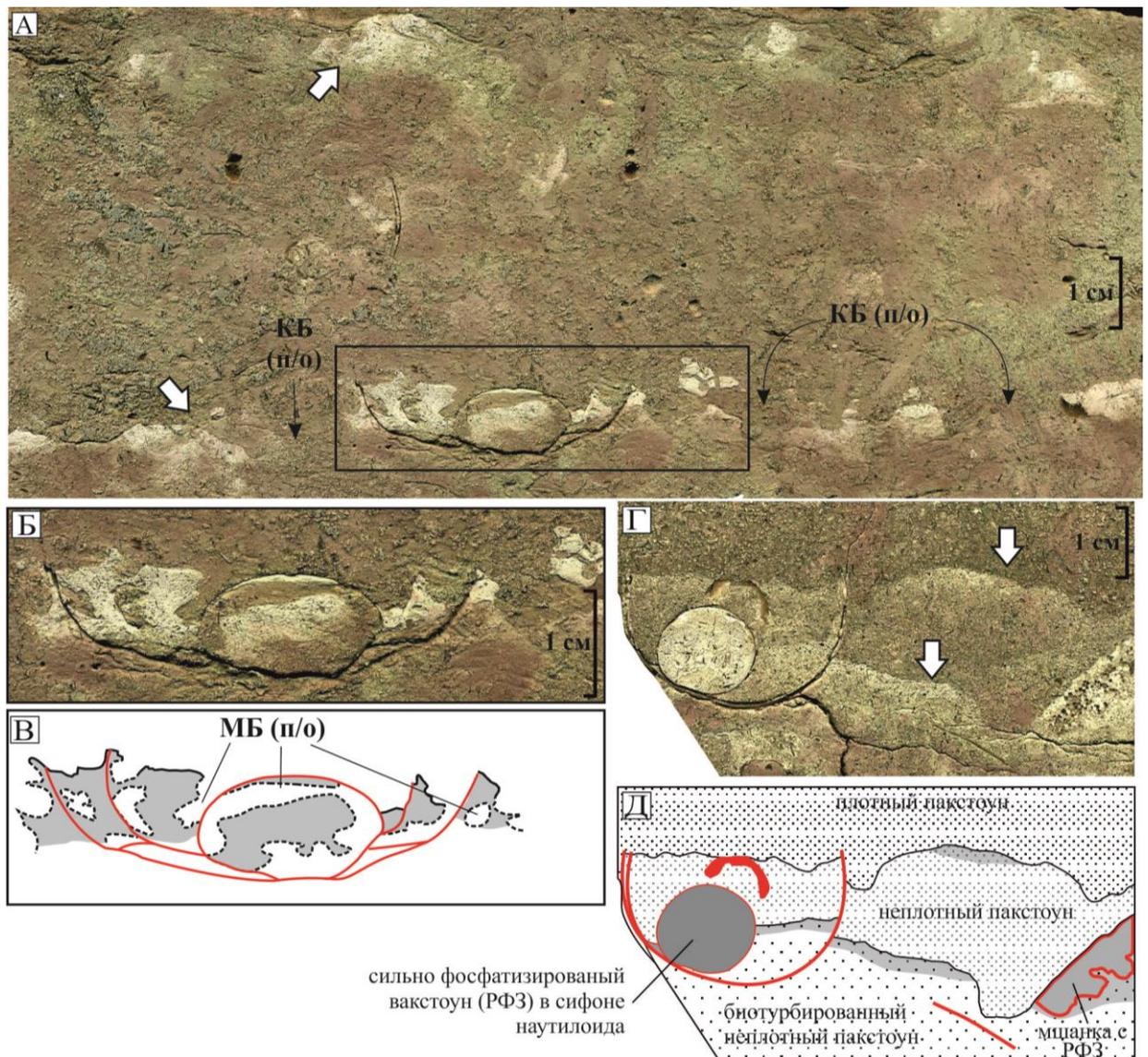


Рисунок 7.3. Диастемы в эндоцератитовых известняках, р. Лава. **Б-В.** Две диастемы б-типа (белые стрелки) в глинистом биомикроспарите литослоя 12-В. **Е,Ж.** Увеличенный фрагмент того же образца с растворенным в диагенезе «усечённым» ортоцераконом (Е) и его обрисовка (Ж); хорошо видны мелкие пост-омиссионные ходы, разрушающие импрегнацию. **З.** Сочетание диастем э-типа (белые стрелки) и «раковинного перлювия» в пакстоуне слоя 12Б. Роль «перлювия» выполняет «усечённый» ортокон с илистым фосфатизированным заполнением сифона. Все образцы протравлены.

Фирмграунды с относительно равномерно развитой полосой фосфатизации редки. Наиболее распространены «островные» фирмграунды, литификация и фосфатизация которых была приурочена лишь к редким выступам рельефа (рис. 7.1, фиг. Е,Ж, рис. 7.2). Выступы представляли собой откопанные и фосфатизированные слепки крупных ихнофоссилий (главным образом, горизонтальными ходами, близкими к талассиноидам), выступающие в рельефе в виде бугров и валиков высотой 1-3 см. Между выступами ПП лишена импрегнации и обычно неразличима из-за переработки илоедами. Фосфатизированные выступы-«островки» выглядят в поперечном сечении как небольшие интракласты, только без нижней стороны. Импрегнация распространяется на всю высоту «островка» и параллельна рельефу, что указывает на фосфатизацию после основной стадии рельефообразования. На 7.1, фиг.Ж изображён «островок» высотой 2-2,5 см, со светло-коричневой импрегнацией (до 7 мм) на вершине, вниз переходящей в белёсую. Видно, что мелкие следы рытья редко проникали в сильную импрегнацию на вершине «островка» и часто – в слабую импрегнацию в его основании. Некоторые из мелких ходов, в свою очередь, секутся поверхностью «островка», что указывает, по крайней мере, на два цикла рельефообразования, захоронения и биотурбации.

3. *Диастемы* обладают слабой, неглубокой и прерывистой полосой фосфатизации белёсого цвета. Представлены двумя типами. Диастемы «б»-типа приурочены к тотально биотурбированным биомикроспаритам. Их особенностью является такая же интенсивная пост-омиссионная биотурбация крупными (4-20 мм) и мелкими (1-3 мм) следами рытья, которая позволяет сопоставлять такие диастемы с поверхностями «мягкого дна». Полоса импрегнации глубиной до 1 см, имеет лоскутный характер (крупная биотурбация?) и в поперечном сечении выглядит как цепочка мелких белёсых пятен (1-3 см, с промежутками от 1-2 см до 10-20 см). Пятна обладают «кружевной» или «горошчатой» текстурой, обусловленной высокой плотностью расположения мелких ходов (5-10/см²). Могут наблюдаться как относительно выдержанные поверхности (рис. 7.2; рис. 7.3, фиг. А-В), так и отдельные «кружевные» пятна (останцы), бронированные крупными раковинами (рис. 7.4). Останцы обладают более глубокой, до 1,5 см, импрегнацией.

Диастемы «а»-типа приурочены к биокластовым пакстоунам с очень низким индексом биотурбации. Как следствие, первичная морфология диастем хорошо сохранилась. Это мелко-неровные поверхности (0,5-1,5 см), возвышения которых маркированы неглубокой (до 5 мм) белёсой импрегнацией. Вне возвышений диастемы прослеживаются благодаря литологическому контрасту смежных слойков. Характерны редкие эрозионные останцы высотой до 3-4 см с илистыми вершинами, бронированными щитами трилобитов. Полоса

импрегнации, по-видимому, размыта – она сечётся рельефом и становится более толстой (до 1 см) и выдержанной под раковинами (рис. 7.3, фиг. Д).

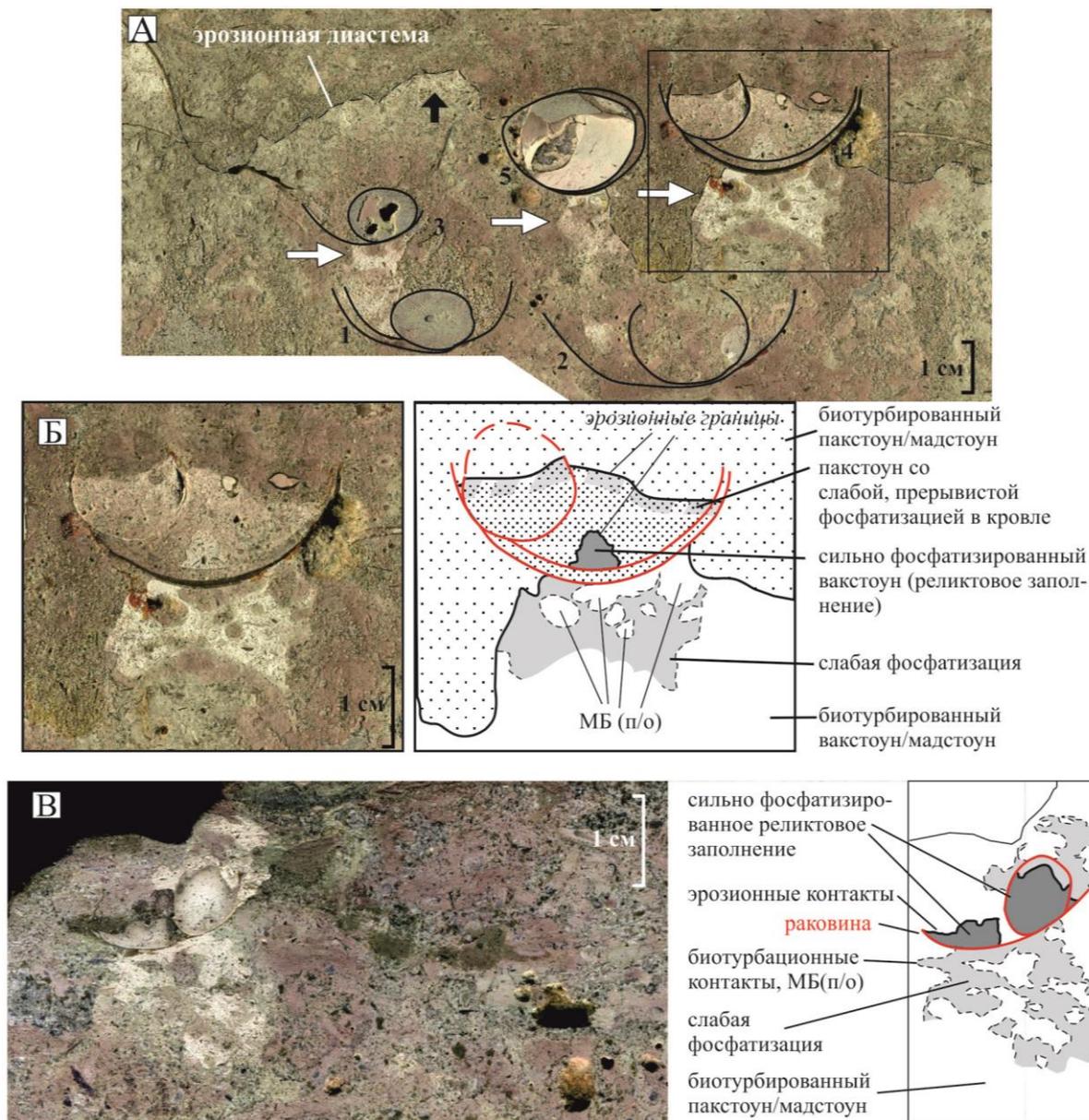


Рисунок 7.4. Останцы фосфатизированных диастем б-типа (белые стрелки), бронированные ортоконами. Вмещающие породы – слабо-алевроглинистые известняки-биомикроспариты, р. Лава. **А.** Диастема б-типа в слое 13А, ортоконы ретушированы. **Б.** Увеличенный фрагмент образца на фиг. А (слева) и его обрисовка (справа). **В.** Диастема б-типа, слой 9Б. (слева) и её обрисовка (справа). Все образцы, кроме фиг. Г, протравлены кислотой.

4. *Раковинный перлювий* (рис. 7.5) представляет собой раковины наутилоидей, гастропод, мшанок и трилобитов (вплоть до мелких биокластов иглокожих), заполненные фосфатизированным осадком, но заключённые в осадке без фосфатизации. Они интерпретируются как своеобразные неперемещённые или недалеко перемещённые

интракласты, заключающие внутри реликты осадков «1-го цикла». В устьях наиболее крупных раковин (наутилоидей и гастропод) диагностируется эрозионный контакт реликтового фосфатизированного заполнения (далее РФЗ) с вмещающей породой (Исключь, 2013). Литологический контраст между ними может быть весьма значительным. Так, в биокластовых пакстоунах и грейнстоунах РФЗ может быть двух- и трёхфазным, причём ранние генерации представлены мадстоуном и вакстоуном.

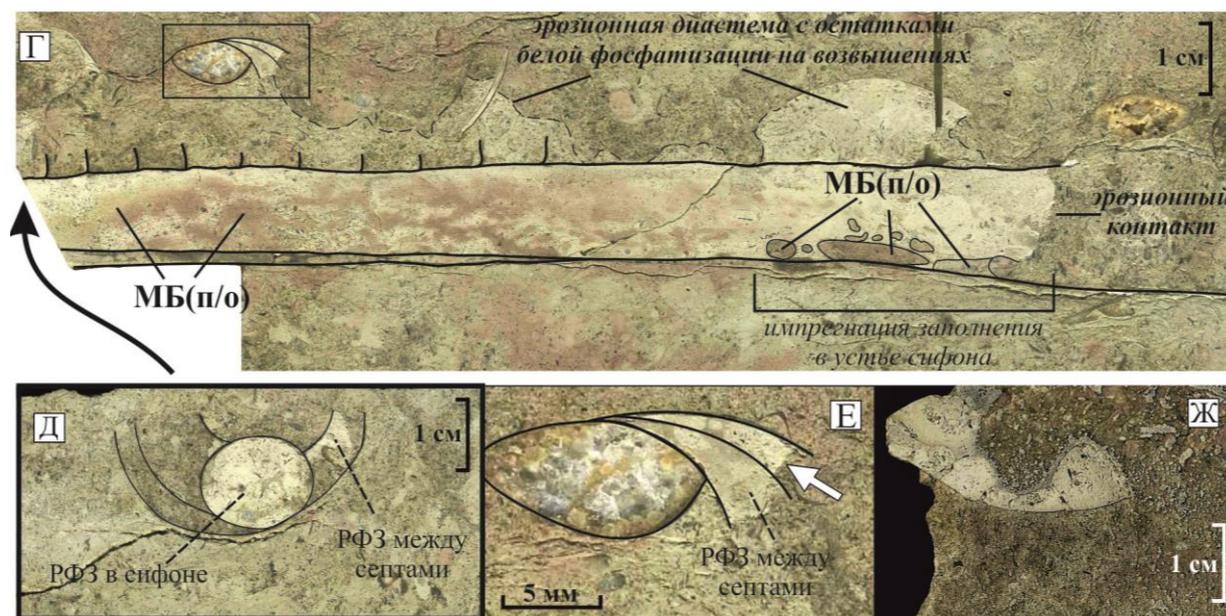


Рисунок 7.5. Раковинный перлювий в эндоцератитовых известняках, р. Лава. Г-Е. Два «усечённых» ортокона с РФЗ, ретушированы; Г – крупный ортокон в продольном сечении, в левом верхнем углу мелкий ортокон, опрокинутый септами вниз, в продольном сечении. Д – поперечное сечение того же крупного ортокона. Е – увеличенный фрагмент мелкого ортокона РФЗ хорошо виден эрозионный контакт РФЗ с вмещающей породой (стрелка). Ж. Гастропода-интраклат с илистым РФЗ, заключённая в биокластовом пакстоуне, слой 12Б. Все образцы, кроме фиг. Д, протравлены кислотой.

7.4. Доломитизация по ихнофоссилиям

Сравнительно чистые (>85% карбоната) разновидности известняков волховского-кукрузеского горизонтов имеют характерную доломитовую пятнистость диагенетического происхождения (0,5-6 см). Доломитизация равивалась по ходам инфауны, захватывая микроспаритовый матрикс внутри ходов и вокруг них, а также «перекидываясь» на раковины наутилоидей лежащие вплотную к ходам. Цвет пятен от чёрно-серого (мелкозернистый доломит) до зеленовато-серого (тонкозернистый доломит), в условиях выветрелых обнажений нередко желтоватый. В кундаском горизонте пятнистой

доломитизацией обладают сравнительно чистые «эндоцератитовые» известняки лообуской свиты и их «клинья» в обуховской свите (рис. 7.6., фиг. А, В, Д).

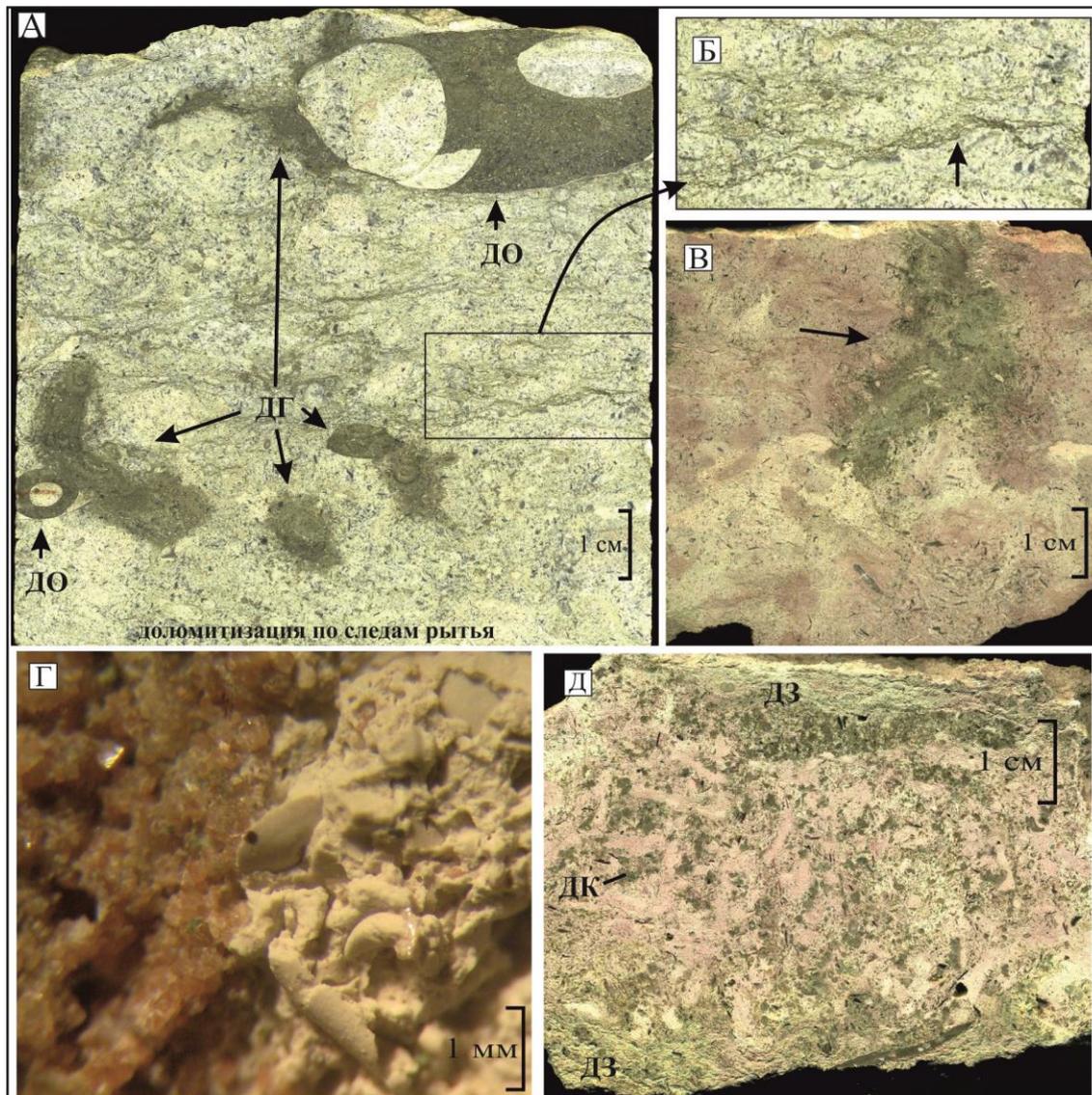


Рис. 7.6. Доломитизация и парастролиты. А. Чётко очерченные доломитовые «галло» вокруг биотурбаций (ДГ) и селективно доломитизированные ортоконы наутилоидей (ДО); скважина 29, лообуская свита, литослой 7-У. Б. Волнистые парастролиты на увеличенном фрагменте предыдущего образца. В. Нечётко очерченное доломитовое «галло» вокруг биотурбаций, р. Лава, литослой 19-В. Г. Контакт «катагенетического» доломита (слева) и полосы фосфатизации ПП с псевдоморфной биокластовой структурой (справа), р. Лава, литослой 5-У. Д. Доломитовые зальбанды (ДЗ) во внешних и доломитовый крап (ДК) во внутренних частях известнякового слоя, р. Лава, литослой 14-В. В нижней зальбанде видна незамещённая створка крупной брахиоподы.

Ихнофоссилии, служившие субстратом доломитовой нуклеации, варьируют от крупных «домикных» (обычно - *Balanoglossites*), часто с невыдержанным диаметром, до тонких (0,5-1 см) шнуровидных ихноструктур проедания или передвижения (*Planolithes?*). В последнем случае можно наблюдать шнуровидный характер выделений доломита с относительно выдержанным диаметром и округлым сечением. В основании таких ходов могут быть различимы шпрейты из мелких биокластов. В шлифах агрегаты диагенетического доломита варьируют от гипидиоморфных до ксеноморфных (с волнистыми взаимопроникающими контактами), от тонко- до мелкозернистых. Интересна часто наблюдаемая биотурбация доломитовых «галло» мелкими следами рытья, которые сами при этом не подвергались доломитизации. Именно этот факт является основой для интерпретации доломита как син-диагенетического. Формирование биотурбированных доломитовых «галло» представляется следующим образом. Нуклеация доломита происходила внутри и вокруг ходов инфавны ещё на стадии существования нелитифицированных илов, так что участки нуклеации были доступны по глубине и консистенции для проникновения биотурбаторов. То, что ходы последних не подвергались или слабо подвергались доломитизации, объясняется снижением ресурса магния в поровом растворе ниже уровня возможной нуклеации доломита. При этом был возможен лишь медленный рост уже сформированных центров кристаллизации, как показано в модели Sibley & Gregg, 1987.

Селективная доломитизация известняков по ихнофоссилиям давно описана в литературе, главным образом, зарубежной. Чаще всего такие фоссилии относились к талассиноидам; сами известняки названы «dolomitic mottled limestones», русским аналогом чего являются «пятнистые доломит-известняки» Д.К.Патрунова. В современных морях с карбонатной седиментацией нуклеация доломита в ходах инфавны начинается ещё на стадии илов; в качестве триггеров этого процесса указываются более активная сульфат-редукция (сульфат-ион является ингибитором доломитообразования) и повышенная щелочность.

8. ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Обобщение данных по Балтоскандинавскому палеобассейну в нижнем-среднем ордовике позволяет выделить три мезофазии: мелководную известняковую, переходную глинисто-известняковую и глубоководную глинистую (сланцевую), каждая из которых может быть как красно-, так и сероцветной (рис. 8.1).

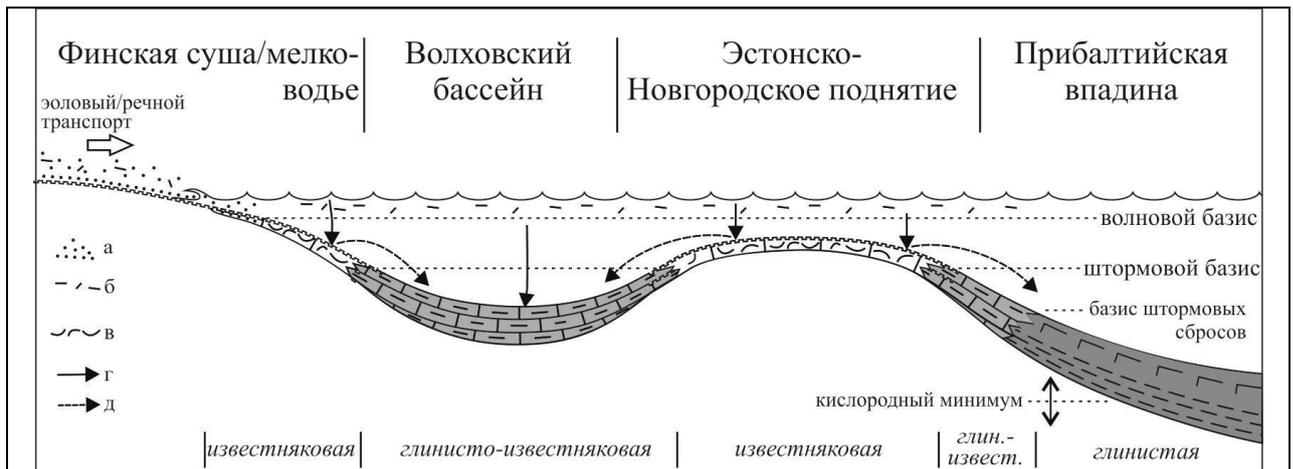


Рис. 8.1. Мезофазии на палео профиле от Финской суши к Прибалтийской впадине. Условные обозначения: а,б) терригенная кластика, песчаная (а) и алевроито-пелитовая (б), в) предполагаемые районы карбонатной биопродукции, г) нефелоидная седиментация (биоседиментация, коагуляция коллоидов) алевроито-глинистого осадка, д) переотложение алевроито-глинисто-карбонатного ила и биокластов волнами и течениями.

Известняковая мезофазия отвечает обстановкам мелководного шельфа выше базиса штормовых волн и характеризуется преобладанием конденсированных, сравнительно чистых (<15% АГК) известняков с частыми поверхностями перерыва и, в сероцветных отложениях, примесью глауконита. Отложения носят ярко выраженный биокластический характер. Такие известняки часто называются ортоцератитовыми (Lindström, 1982) из-за массовых скоплений наутилоидей. На сводах палеоподнятий известняки постепенно выклиниваются, нередко обогащаясь песчаным терригенным материалом. Примером является кундаский горизонт Северной Эстонии (сероцветный), Мишиной Горы (серо- и красноцветный) и скв. Ковель-1 (красноцветный). Макрофазия получила развитие в

результате заселения карбонатной фауной обширных мелководных банок; это «событие» датируется на эстонско-русском глинте поздним латорпом².

Глинисто-карбонатная мезофация отвечает периферическим (как правило) частям шельфовых впадин, куда активно сносился глинистый и карбонатный материал с карбонатных банок. Выделяется с позднего латорпа, т.е. с начала устойчивой карбонатной седиментации. Характерно преобладание глинистых известняков (>20% алевроито-глинистого компонента), мергелей и глин в различном соотношении, которые в 2-3 раза мощнее их карбонатных аналогов. Примером является кундаский горизонт на р. Волхов и в Московской синеклизе (сероцветные), в Елгавском прогибе и Ботническом грабене (красноцветные).

Глинистая мезофация в пакерортско-хуннебергское время отвечала обстановкам иловых впадин. С началом карбонатной седиментации собственно глинистая седиментация сохранилась в их удалённых частях, куда не доносился карбонатный ил. В перикратонных частях бассейна характерно чередование дизоксинных и аноксинных условий, обусловленное кислородной стратификацией океана (Южная Сконе).

Карбонатная и глинисто-карбонатная мезофации могут быть разделены на серию взаимопереходящих микрофаций, облик которых контролировался местными условиями седиментации. Микрофации изучены в приглинтовой полосе России и восточной Эстонии (т.е. в зоне перехода от Эстонско-Новгородской к Волховской СФЗ), где была проведена реконструкция их латеральных рядов в интервалах азафидных зон *expansus*, *raniceps-striatus*, *minor-pachyophthalmus*, *sulevi-ingrianus*. При выделении микролитофаций учитывался широкий спектр признаков (глинистость, соотношение основных структурных компонентов, аутигенная минерализация, характер напластования, наличие поверхностей перерыва и их морфология). В результате в кундаских отложениях установлены два литофациальных ряда – «фоновый» и «аномальный» – принципиально различающихся направленностью и динамикой изменения этих признаков вкост фациальных зон палеобассейна. Первый ряд представлен микрофациями «глауконитовых» биокластовых грейнстоунов, пакстоунов и биомикроспаритов, слагающих 65-100% среднего ордовика. Второй ряд отвечает «чечевичным» или «оолитовым» слоям и представляет собой

² В раннем латорпе на банках существовал сильный дефицит осадка, обусловленный сокращением поступления кластики, по-видимому, из-за затопления и/или изоляции источников сноса. Отложения периодически перемывались и ил выносился во впадины, где накапливались мощные толщи глин. На банках оставались ультра-конденсированные глауконитовые глинисто-алевролитопесчаные темпеститы.

седиментологическую аномалию, «съедавшую» мелководную часть «фоновых» микрофаций на отдельных этапах развития палеобассейна.

8.1. «ФОНОВЫЙ» ФАЦИАЛЬНЫЙ РЯД

8.1.1. Описание мезо- и микрофаций. «Фоновый» фациальный ряд представляет собой переход от глинисто-известковых и глинистых илов с биокластами (нижний рамп) к хорошо промытым биокластовым пескам (средний рамп). В этом направлении сильно сокращается мощность и глинистость отложений, в них появляются фосфатизированные поверхности перерыва и крупные раковины-интракласты. Наиболее полная последовательность, включающая шесть микрофаций, получена из отложений зоны *raniceps-striatus* (рис.).

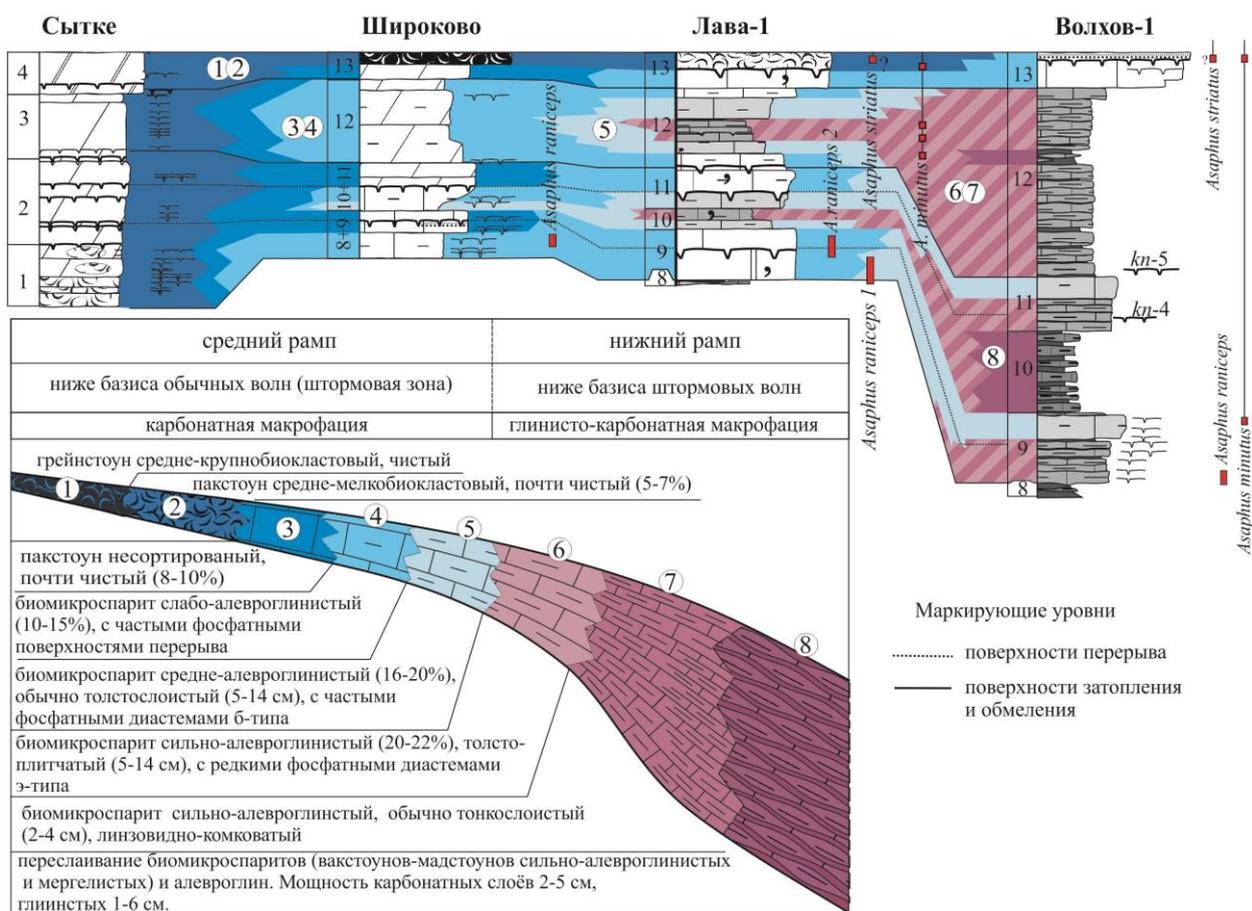


Рисунок 8.2. Распределение микрофаций в нижней половине зоны *raniceps-striatus* (вверху) и реконструированный фациальный профиль кундаских отложений с пропорциональным соотношением мощностей (внизу).

Карбонатная мезофация. Характеризуется сравнительно чистым карбонатным составом, стратиграфической конденсацией, обилием фосфатизированных поверхностей

перерыва, нередко – примесью глауконита. Типичные представители – эндоцератитовые известняки. Выделение микрофаций основано на структурных признаках (биокласты/микроспарит/спарит) и карбонатности. Все микрофации слагают протяжённые тела пластовой формы. Седиментологические признаки включают: а) тонкую стратификацию из поверхностей перерыва, б) реликты илистых и биокластовых слоёв «1-го цикла», в) ослабление сортировки биокластов вниз по склону, г) совмещение на одном уровне разновозрастных фоссилий. «Седиментологической памятью» осадков являются многочисленные раковины с фосфатизированным релитовым заполнением.

Проксимальные микрофации 1 и 2 имеют ярко выраженный биокластический характер со следами сортировки биокластов.

Микрофация 1. Грейнстоун средне-крупнобиокластовый (мелких и тонких биокластов нет), почти без алеврито-глинистого компонента (<2 %), тёмно-серый. Биокласты принадлежат иглокожим, остракодам, трилобитам и брахиоподам. Из-за обилия крупных биокластов иглокожих порода в штуде имеет крупнокристаллический облик. Частые ортоконы наutilusоидей со спаритовым заполнением сифонов. Примеры: литослой 6-У, карьер Широково, кровля литослая 13-В, р. Лава.

Микрофация 2. Пакстоун средне-мелкобиокластовый, обеднённый алеврито-глинистым компонентом (~7%), серый и тёмно-серый, из-за обилия биокластов иглокожих имеет мелкокристаллический облик. Резко отличается от смежных микрофаций по размеру и форме биокластов: преобладают скорлуповидные и таблитчатые (т.е. с пониженной гидравлической крупностью) мелкие и средние биокласты остракод, тогда как крупных изометричных биокластов иглокожих, обычных в смежных фациях, нет. Характерны частые (через 1-3 см) слабо фосфатизированные диастемы э-типа.

Дистальные микрофации 3 и 4 характеризуются отсутствием сортировки биокластов (крупные, средние, мелкие), повышенным содержанием терригенно-карбонатного ила и тонкой стратификацией из неровных поверхностей перерыва, прежде всего – со «зрелой» фосфатизацией. Последние варьируют от диастем б-типа (наиболее распространены) до фирмграундов и редких хардграундов. Из-за явного преобладания микроспаритового матрикса известняки обычно демонстрируют светлые тона (серые, желтоватые, розоватые), с хорошо заметной тёмной доломитовой пятнистостью. Микрофации 3 и 4 трудно различимы в поле; фирмграунды и хардграунды ограничены именно ими.

Микрофация 3. Неплотный биокластовый пакстоун или вакстоун-пакстоун, весьма слабо-алевроглинистый (8-10%). Встречаются редкие тонкие (до 2 см) «событийные» слои со структурой грейнстоуна/пакстоуна и слабой градационной сортировкой.

Микрофация 4. Биотурбированный биомикроспарит (мелкими пятнами вак-пакстоун/мадстоун), слабо-алевроглинистый (13-16%).

Микрофация 5. Биотурбированный биомикроспарит (вак-пакстоун/мадстоун) средне-алевроглинистый (16-18%), с частыми «пунктирными» диастемами б-типа со слабой фосфатной импрегнацией (в симанковской пачке диастем нет). Могут встречаться, но уже не столь характерны тёмно-серые мелкозернистые пятна «доломитовых гало» по ихнофоссилиям; более характерны мелкие зеленовато-серые участки биотурбаций, обогащённые тонким доломитом. Напластование сравнительно грубое (~12-20 см), может быть нарушено расслаиванием по скоплениям глинистых ходов инфауны и парастилолитам. Примеры: литослой 8-B и 10-B, р. Лава.

Глинисто-карбонатная мезофация. Объединяет глинистые известняки-биомикроспариты (>20% АГК), без фосфатных поверхностей перерыва (в целом) и доломитовой пятнистости, в дистальной части переслаивающиеся с глинами/мергелями (до их преобладания). Характерно резкое возрастание мощности стратиграфических единиц. При разделении микрофаций на первый план выходит содержание алевроглинистого компонента и характер стратификации (масштаб и соотношение мощности прослоев глины и известняка). Все микрофации слагают протяжённые тела строго пластовой формы. В отличие от карбонатных микрофаций, облик глинисто-карбонатных микрофаций сильно различается в нижней и верхней частях горизонта, в связи с чем ниже приводятся два варианта микрофациальной последовательности, сопоставление которых имеет долю условности.

Микрофации В_{IIIα} и В_{IIIβ}:

Микрофация 6. Биомикроспарит сильно-алевроглинистый (20-25%, обычно 20-23%), толсто- и среднеплитчатый. Частые, через 2-4 см диастемы б-типа, с гематит-фосфатной (В_{IIIα}) и фосфатной (В_{IIIβ}) импрегнацией.

Микрофация 7. Биомикроспарит сильно-алевроглинистый (21-23% АГК), но тонкослоистый (2-4 см), без фосфатных диастем. Карбонатные слои обычно линзовидно-нодулярные, разделены тонкими пропластками мергеля (0,5-1 см), возможно – эпигенетического. Линзовидно-нодулярная текстура обусловлена эпигенетическим перераспределением карбоната с образованием нечётко ограниченных лепёшек–нодулей различной протяженности и обособленности.

Микрофация 8. Переслаивание глинистых известняков и глин. Карбонатные слои мощностью 2-6 см, с более глинистыми контактами, несколько варьируют в плане микроструктур и состава. Сильно-алевроглинистые (21-23%) известняки с пятнистой биомикроспаритовой структурой рассматриваются в качестве проксимального варианта

микрофации; они обычно среднеслоистые и переслоены редуцированными прослоями глин по 1-2 см. Мергелеподобные известняки (26-27%) со структурой вакстоуна/мадстоуна, часто линзовидные, с прослоями глин сопоставимой мощности (2-4 см), рассматриваются как дистальный вариант микрофации. Обогащения нижних частей известняковых слоёв биокластами (как в волховской свите []) не отмечено. Прослой глин толщиной 0,5-8 см, серого цвета, содержат до 20-30% биокластов остракод, брахиопод и иглокожих и известняковые слепки сифонов эндоцератоидей.

Микрофация 9. Карбонатные алевро-глины, содержащие до 30% биокластов. Пример – особенно мощные прослой глин в кровле путиловской пачки р.р. Лава и Волхов.

Микрофации В_{III}α и В_{III}β:

Микрофация 6. Биомикроспарит сильно-алевроглинистый (20-25%), среднеслоистый (5-7 см), с тонкими прослоями мергеля или мергелеподобного известняка (~1 см).

Микрофация 7. Биомикроспарит от сильно-алевроглинистого до мергелеподобного (25-28 %), тонкослоистый (3-6 см), с мергелистыми контактами по 0,5-1 см. Последние могут превращаться в отчётливые пропластки мергеля.

Микрофация 8. Известняки мергелеподобные (25-28% АГК) со структурой вакстоуна/мадстоуна, с прослоями мергеля по 1-3 см. Выдержанные по мощности карбонатные слои (7-8 см) рассматриваются как проксимальный вариант микрофации, линзовидные (3-4 см) – как дистальный. Пример – литослой 24а-с, р. Лава.

Микрофация 9. Массивные биотурбированные мергели со структурой вакстоуна/мадстоуна, появляющиеся в симанковской пачке р. Лава (литослой 24d).

8.1.2. Седиментологические признаки «фоновых» микрофаций. Основные данные и выводы, представленные ниже, были рассмотрены в одной из публикаций (Искуль, 2013).

Биотурбация. Результатом очень медленной агградации (в среднем 1 мм/1000 лет) осадочной толщи и фактического отсутствия морской литификации явилась биотурбационная переработка осадка, особенно сильная в более илистых разностях. Она привела к утрате тонкой (< 1 см) биокласто-иловой слоистости и эрозионных поверхностей, уцелевших лишь в седиментационных ловушках – раковинах наутилоидей и гастропод. Обнаружение таких реликтов возможно лишь в тех интервалах среднего ордовика, где крупные раковины встречаются в массовом количестве.

Осадочный рециклинг. Под данным термином подразумевается неоднократное переотложение одного и того же слоя осадка, как самого по себе, так и в сочетании с подстилающим и/или позже накопившимся слоем. Фациальный профиль сформирован процессами механической седиментации, имевшими каннибалистический характер в

карбонатной мезофации (Искюль, 2013). Известняки сформированы за счёт перемыва осадков «1-го цикла» – известковых илов с биокластами. Максимально эрозия и переотложение были проявлены в проксимальных микрофациях 1 и 2 (пакстоуны и грейнстоуны), где отмытые биокласты концентрировались в виде слоёв мощностью 2-4 см, содержащих разновозрастные (в микро-масштабе) фоссилии. Повторение турбулентных событий приводило к амальгамации биокластовых слоёв. Реликты илов «1-го цикла» сохранились на вершинах эрозионных останцов, бронированных раковинами и внутри раковинного «перлювия». Количество генераций заполнения в «перлювии» уменьшается в сторону дистальных фаций, что указывает на снижение частоты и энергии седиментационно-каннибалистических циклов с глубиной. В более дистальных фациях 3-5 (относительно чистые био-микроспариты) следы турбулентных событий были уничтожены биотурбацией осадка, за исключением единичных наиболее крупных (1-4 см) биокластовых слоёв и тонких (<1 см) биокласто-иловых ритмитов в ортоконах. Эти отложения были сформированы сходным образом, но при меньшем количестве седиментационно-каннибалистических циклов, о чём говорит значительная илистая составляющая и наличие лишь одной генерации реликтового заполнения внутри раковинного «перлювия». Микрофации 6-8 (глинистые био-микроспариты) не содержат эрозионных поверхностей и характеризуется быстрым ростом мощности и глинистости отложений. Это позволяет рассматривать данные обстановки как начало зоны основной аккумуляции осадочного материала, выносимого из более мелководных отложений.

Эрозионно-диастемная стратификация. Внешне массивные известняки обладают тонкой (1-4 см) переработанной слоистостью из фосфатизированных софтраундов, несущих как признаки омиссии, так и неглубокой эрозии. Для многих типов поверхностей перерыва устанавливаются признаки повторной эрозии, в частности, для диастем обоих типов и «островных» фирмграундов. Короткие хиатусы, не отмеченные минерализацией, зафиксированы в осадочной летописи в виде ортоконов со следами морского растворения верхних частей. Это типичная форма сохранности балтоскандийских наутилоидей формировалась в результате быстрого неполного (на 1,5-4 см) захоронения раковин, за которым следовал хиатус и растворение выступавших из осадка частей ортоконов, обычно – дорсальных. В микрофациях 1-4 зафиксировано переотложение таких ортоконов (Искюль, 2013). Толщина сохранившихся частей раковин близко соответствует масштабу «диастемной» слоистости. Однако, срезы раковин часто не совпадают с диастемами, располагаясь ниже или выше. Надо отметить, что Нильсен (Nielsen, 1995) считал «усечённые» наутилоидеи известняка Комстад маркёрами горизонтов «плотного дна» (но почему именно «плотного», а не какого-либо другого, не указал).

Неравновесно захороненные раковины. Стоящие «на ребре» уплощённые и удлинённые фоссилии весьма характерны, причём среди них наблюдаются крупные остатки трилобитов и даже иглокожих *Volchovia* шириной до 11 см. Преимущественно мелкомасштабный (диаметр ходов 1-3 мм) характер биотурбации и отклонение раковинами даже более крупных (до 1 см) ходов указывают на слабое влияние инфауны на ориентировку крупных фоссилий. Что же касается стоящих «на ребре» сегментированных панцирей трилобитов и офиоцистий, то «биотурбационный» вариант к ним вообще неприменим, т.к. разворот поперек напластования неизбежно сопровождался бы нарушением анатомического положения их сегментов. Вертикальное и диагональное (с наклоном на выпуклую сторону) положение выпукло-вогнутых раковин наблюдается в «событийных слоях» и обусловлено «свалом» взмученного осадка на дно в результате быстрого затухания турбулентности (Циклическая...1985). Такая ситуация наблюдается в темпеститах и турбидитах, но в последних раковины ещё и ориентированы плоскостью по течению. В темпеститах с латеральным переходом от структур пакстоуна/грейнстоуна к вакстоуну подобный тип ориентировки чаще наблюдается в более илистых разностях, что связано с менее высокой придонной турбулентностью и более короткой фазой ее затухания в приглубых обстановках. Для кундаских отложений предполагается темпеститовая природа вертикальной ориентировки, обусловленная «свалом» взмученного осадка на дно при затухании волнения.

Волновой режим. Розы-диаграммы ориентировки ортоконов содержат от 1-го до 3-х бимодальных пиков, указывающих на работу волнения переменного направления. Во всех микрофациях отсутствуют явные признаки течений – знаки ряби, косослоистое заполнение, промоины и одномодальная ориентировка удлинённых раковин.

8.1.2. Модель седиментации «фоновых» микрофаций. Таким образом, для обстановок седиментации кундаских известняков были характерны следующие явления:

- 1) Чередование эпизодов ненакопления и эпизодов геологически мгновенной седиментации (повсеместно).
- 2) В мелководных микрофациях – накопление илистых осадков 1-го цикла, их фосфатизация и эпизодическая переработка в существенно биокластовые (с выносом части осадка вниз по склону)
- 3) Волновой характер придонной гидродинамики.

Описанные выше признаки могут принадлежать низкоэнергетическим глубоководным темпеститам (Исхюль, 2013), сформированным в нижней части штормовой зоны на фоне крайне низких (2-3 мм/тыс. лет) средних скоростей седиментации. Грейнстоуны и пакстоуны сформированы ниже базиса обычных волн, где были возможны накопление ила

и его длительная фосфатизация. «Проксимальный» облик грейнстоунов и пакстоунов обусловлен не столько энергией штормов, сколько частотой их воздействия на один и тот же слой осадка («вторичная проксимализация» по Айгнеру, 1985). Низкоэнергетические события формировали мелкомасштабные эрозионные поверхности с амплитудой рельефа до 4 см и тонкие, 2-4 см, градационные биокластовые слои. Последние в микрофациях 1 и 2 плотно перекрывают друг друга и лишены градационности из-за эрозии верхних частей (эффект амальгамации по Зейлахеру, 1985). Базис штормовых волн условно проводится по границе мезофаций, ниже которой отсутствуют эрозионные поверхности и в 2 раза возрастает мощность отложений.

Предпосылками для такой модели стратификации осадков являлись: 1) низкие скорости седиментации, 2) значительная площадь водной поверхности, 3) банковый характер мелководья. Низкие скорости седиментации (2-3 мм/тыс. лет) делают весьма вероятной полную переработку осадка даже очень редкими штормовыми событиями. В таких условиях вероятность сохранности осадков с признаками какой-либо иной стратификации представляется ничтожной. Значительная площадь водной поверхности (тысячи км) важна для генерации волн высокой энергии, основные параметры которых (длина и высота) определяются, помимо средней силы ветра и временем его воздействия, также длиной пробега волны. Отсутствие береговой линии исключает штормовой нагон на побережье и, соответственно, развитие компенсационных течений. Низкая энергия штормовых процессов, обусловленная, по-видимому, глубоководностью обстановок, приводила к формированию градационных биокластовых прослоев мощностью не более 2-3 см и эрозионных поверхностей амплитудой до 4 см.

8.2. «ГЁТИТ-ООЛИТОВЫЕ» ФАЦИИ

На северо-западе России гётитовые микроконкреции (оолиты и псевдо-оолиты; далее ГМК) встречаются в следующих интервалах кундаского горизонта: зона *Asaphus expansus* и нижняя часть слоёв с *A. raniceps* (силлаорусский «оолитовый слой»), слои с *A. minor* (синявинский «оолитовый слой»), слои с *A. pachyophthalmus* – зона *A. laevisimus* (напаский «оолитовый слой»). Распространение ГМК в общих чертах совпадает с областями мелководной седиментации, поэтому считается, что ГМК маркируют стадии регрессии (Дронов, 2000; Зайцев, Барабошкин, 2006; Пылма, 1982; Sturesson et al., 1999). Аллохтонная модель формирования ГМК предполагает (Sturesson et al., 2000), что они росли на мелководных хардграундах по окраинам палеобассейна, а затем были переотложены в более глубоководных его участках. Аллохтонная модель (Зайцев и Барабошкин, 2006) предполагает, что ГМК являются индикатором скрытых перерывов и

росли в илах на геохимическом барьере, длительно располагавшемся вблизи раздела «вода-осадок». При этом сами породы, заключающие ГМК, не рассматривались как нечто отличное от пород без ГМК. Поэтому исследования, направленные на выявление отличий первых и вторых, не проводились; в частности, не был изучен характер латеральных границ.

Автором было проведено изучение изменчивости литолого-фациальных особенностей при переходе от «фоновых» микрофаций к ГМК-микрофациям во всех указанных интервалах на российском сегменте глинта. Эти исследования были интегрированы с детальной стратиграфией. В результате было установлено: а) заметное различие «фоновой» и «аномальной» частей фациального профиля не по набору генетических признаков, но по направленности их изменения от дистальных обстановок к проксимальным; б) наличие скачков и пиков содержания алевроито-глинистого компонента на границе ГМК-литофаии. Эти изменения проявляются уже на коротких дистанциях (~1 км) и свидетельствуют о том, что ГМК (суб)автохтонны и маркируют особые обстановки седиментации.

Микрофаии с ГМК. Породы, содержащие ГМК, представлены известняками (от глинистых до чистых) с пропластками мергелей и глин. По характеру ГМК они разделены на четыре микрофаии, обычно расположенные в разрезе и на местности в определённом порядке.

ГМК-микрофаия 1. Оолиты крупные (2-2,5 мм), чечевичной формы, обычно многочисленные. Породы светло-серые, на участках с ГМК коричневатые (такой характер окраски далее до микрофаии 4). Маркируют регрессивные максимумы вокаского и синявинского «чечевичных слоёв».

ГМК-микрофаия 2. Оолиты мелкие (< 1 мм), округлой и чечевичной формы, обычно многочисленные.

ГМК-микрофаия 3. Псевдо-оолиты округло-угловатой формы, относительно многочисленные,

ГМК-микрофаия 4. Псевдо-оолиты образуют редкие скопления в ходах роющих организмов, маркированные с красными и малиновыми пятнами. Основной фон пород светло-серый. Микрофаия расположена по периферии «чечевичных слоёв», в зоне перехода к нормальным микрофаиям. Может быть аномально разглинена относительно смежных микрофаий.

ГМК-микрофаия 5. Трудно диагностируемая микрофаия, по-видимому, занимающая наиболее дистальное положение на профиле. Отмечается на отдельных уровнях силлаоруского и синявинского «слоёв». Сложена светло-серыми мергелеподобными

известняками или мергелями, аномально разглиненными относительно смежных по латерали отложений. Содержит единичные мелкие оолиты, нередко изменённые («зелёные»).

Для ГМК-микрофаций характерен ряд аномальных особенностей:

1. ГМК-микрофации независимы от высокочастотных колебаний уровня моря, вызывавших сдвиги «нормальных» микрофаций. Так, поверхности затопления и обмеления хорошо читаются в разрезах обоих типов (с ГМК и без) по скачкам глинистости и карбонатности соответственно, но обычно не отражаются на типе ГМК.

2. На латеральной границе «нормальных» и ГМК-микрофаций направленность литолого-фациальных изменений меняется на противоположную. Так, в «нормальной» части профиля в сторону мелководья повсеместно наблюдаются редукция отложений, постепенное выклинивание глинистых прослоев, очень медленное повышение чистоты (~1% на 10 км) и биокластичности известняков, появление в них частых поверхностей перерыва. Это изменения объясняются усилением энергии водной среды (Дронов, 2000; Искюль, 2013). По периферии ГМК-микрофаций на всех уровнях отмечаются обратные явления:

– Рост алеврито-глинистой примеси в известняках на 2-5%, локально даже на 10%-14%. Первое наблюдается повсеместно, второе отмечено на трёх уровнях – в литослое 3-В карьера Войбокало, в нижней части литослоя 6-V между разрезами Тайцы и Кирхгоф (3 км) и в средней части литослоя 19-В между разрезами Лава-1 и Лава-2 (1 км).

– Утолщение прослоев глин и/или появление новых. Ярко выражено между разрезами Лынна-1 и Лынна-2 (1 км) в литослое 5-В и в кровле литослоя 20-В между р. Лава и карьером Путилово (10 км).

– Исчезновение «незрелых» и ослабление «зрелых» ФПП (повсеместно).

Эти изменения фиксируются уже на коротких дистанциях (до 1-3 км) и усиливаются вглубь «чечевичных слоёв».

3. В прослоях глин, прослеживающихся из «фоновых» отложений в «чечевичные слои» (до ГМК-микрофации 1) наблюдается постепенное исчезновение мелкораквиной фауны (остракод, иглокожих, брахиопод), причём это явление не связано с растворением биокластов. Разница в содержании мелкой фауны между крайними микрофациями составляет два порядка.

Характер изменения микрофаций по латерали нижнего «оолитового слоя». Указанные аномальные особенности могут быть проиллюстрированы на примере нижнего «оолитового слоя», который имеет непрерывное распространение вдоль глинта на расстояние более 400 км. Благодаря этому он является наиболее удобным объектом для

отслеживания аномальных тенденций. «Слой», совместно с вмещающими отложениями, характеризуется направленной редукцией мощности с востока на запад. Противоположные тенденции изменения литологии в «фоновых» и «оолитовых» микрофациях фиксируются как между «слоем» и вмещающими отложениями, так и внутри самого «слоя» (рис. 8.3).

«Фоновые микрофации» на всех уровнях вокаско-лыннского интервала и смежных отложений демонстрируют в западном направлении рост карбонатности, биокластичности и количества фосфатных поверхностей перерыва. В вокаско-лынском интервале на границе с «оолитовыми» микрофациями наблюдается скачок глинистости, после чего известняки «нижнего чечевичного слоя» продолжают постепенно разглиниваться на расстоянии около 120 км (р. Лынна-р. Поповка).

Несмотря на прогрессирующую редукцию мощности, сдвига влево соотношения «биокласты-микроспарит» при этом не наблюдается, хотя во вмещающих «фоновых» известняках редукция мощности закономерно сопровождается появлением более плотных биокластовых структур. В результате наложения этих разнонаправленных тенденций глинистый «нижний оолитовый слой» к западу от р. Волхов всё более контрастирует с карбонатными вмещающими пачками. Западнее р. Поповка слабый рост карбонатности и биокластичности внутри «нижнего оолитового слоя» всё-таки начинает проявляться, однако его литологический контраст со смежными отложениями сохраняется.

Указанные особенности ГМК-микрофаций не могут быть объяснены в рамках предложенных ранее моделей седиментации, как гидродинамических (Дронов, 1998; Искюль, 2013) так и вулканогенных (Sturesson et al., 1999). Слабая восприимчивость к ГМК-микрофаций к колебаниям уровня моря указывает на азональность явления, ответственного за формирование ГМК. Например, этим фактором могли быть флюидные разгрузки и связанное с ними развитие специфической микробиоты (см. Беленицкая, 2008). В любом случае, изменение по разрезу ГМК-микрофаций нельзя интерпретировать так же, как изменение по разрезу «фоновых» микрофаций, что нужно учитывать при цикло- и секвенс-стратиграфических построениях.

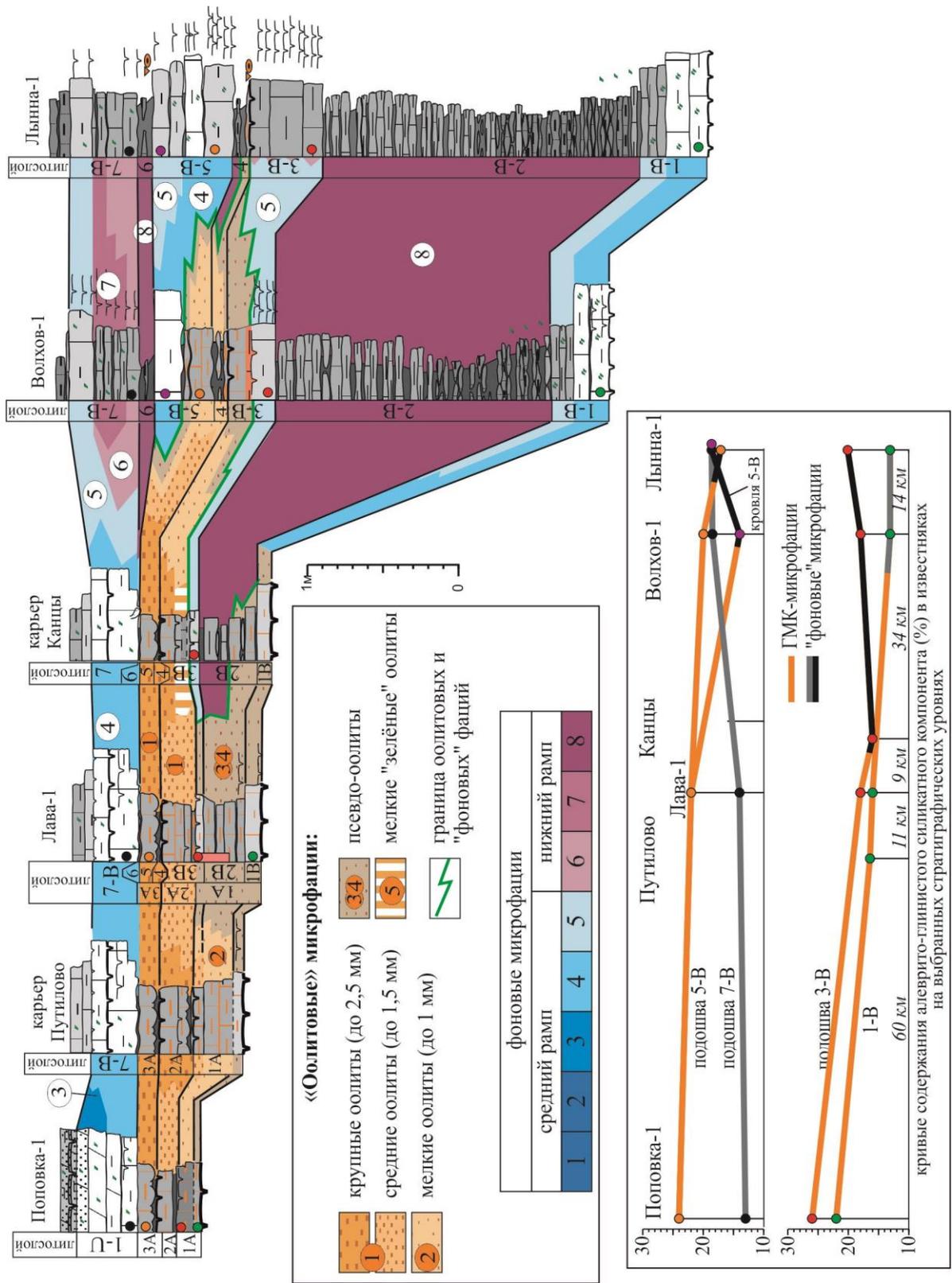


Рис. 8.3. Распределение микрофаши в интервале трилобитовых зон *expansus* и *raniceps-striatus* (низы) и вариации глинистости пород на выбранных стратиграфических уровнях.

9. ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЯ КУНДАСКОГО ГОРИЗОНТА

Для опорных разрезов волховского, лавского и копорского подтипов построены кривые смещения «фоновых» микрофаций (рис. 9.1), которые можно рассматривать как кривые колебания относительного уровня моря. Такая интерпретация обусловлена тем, что «фоновые» микрофации подчиняются закону фациальной миграции Головкинского и при этом имеют отчётливую литодинамическую (батиметрическую) специализацию. На всех кривых чётко выражены трансгрессивно-регрессивные циклы IV-го порядка (микроциклиты) и вполне уверенно выделяются циклы III-го порядка (мезоциклиты). Кривые III-го порядка построены путём обобщения регрессивных пиков IV-го порядка, т.к. облик карбонатных микрофаций более выдержан по разрезу, чем облик глинисто-карбонатных. В основной части горизонта кривые микрофаций уверенно сопоставляются между собой за двумя исключениями: а) в вокаской пачке трансгрессивно-регрессивные изменения затушёваны аномальными особенностями ГМК-микрофаций, так что границы микроциклитов могут быть прослежены туда *стратиграфически*, но не выделены в ней непосредственно; б) в разрезах карбонатной ЛФЗ циклиты нижней части зоны *minor-pachyophthalmus* не выделяются из-за конденсации отложений и амальгамации трансгрессивных элементов.

На основе изучения разрезов и интерпретации формы кривых в среднеордовикских отложениях восточной Балтоскандии могут быть выделены следующие породно-слоевые тела и разделяющие их поверхности:

Элементарная литома – литологически и/или фациально обособленное тело (пласт, пачка), отвечающая трансгрессивной или регрессивной фазе седиментационного цикла. Термин «литома» определён как «любого масштаба, состава и возраста ассоциация, комплекс осадочных образований» (Вассоевич, Меннер, 1978; В.Н. Шванов, 1992). Иными словами, все осадочные тела, в т.ч. циклы всех порядков и их элементы, являются литомами, так что использование этого термина в данном контексте оправданно. Далее для краткости элементарные литомы будем называть просто литомами. Трансгрессивные литомы сложены более глинистыми, илистыми и тонкослоистыми микрофациями и отделены в подошве поверхностью затопления. Регрессивные литомы сложены более карбонатными, бикластовыми и массивными, микрофациями, с частыми поверхностями перерыва и отделены в подошве поверхностью обмеления. В зависимости от фациального состава, одна и та же литома может выглядеть как мощный карбонатный слой или как серия мелких слоёв (многослой). Литомы в изученных разрезах неделимы на циклиты.

Поверхности затопления и обмеления 1-го порядка на границах литом обычно представляют уровни относительно резкого изменения фациального состава отложений с пропуском одной-двух микрофаций. Реже наблюдаются постепенные переходы от одной линии развития к другой («точки перегиба»).

Микроциклиты – совокупность трансгрессивной (снизу) и регрессивной (сверху) литом. В среднем ордовике Балтоскандии микроциклиты сложены исключительно шельфовыми фациями, имеют (деци)метровую мощность и, в целом, симметричное строение; границы проводятся по поверхностям затопления. Микроциклиты в разрезах лавского и волховского типов выделяются прямо в обнажениях благодаря литологическому контрасту литом.

Мезоциклиты – трансгрессивно-регрессивная серия микроциклитов, более или менее симметричная, мощностью 3-10 м, ограниченная поверхностями затопления 2-го порядка.

Макроциклиты – генетически связанные последовательности мезоциклитов. В ордовике Балтоскандии макроциклитами являются секвенции Дронова-Холмера (Дронов, 2000; Dronov & Holmer, 2002), ограниченные шельфовыми несогласиями и соответствующие по объёму горизонтам и их сериям. Кундаский горизонт отвечает в полном объёме кундаской секвенции.

Согласно Huq & Schutter (2008), продолжительность циклов (II), (III) и (IV) составляет >5, 1-5 (обычно 1-2) и <0,5 млн. лет. Продолжительность волховской секвенции, почти целиком отвечающей дапинскому ярусу, составляет около 3,7 млн. лет. В дарривильский ярус (7.2 млн. лет) укладываются почти целиком кундаская и таллиннская секвенции, что даёт их среднюю продолжительность ~3,6 млн. лет, мезоциклитов ~ 1,2 млн. лет, микроциклитов – 0,3 млн. лет. Секвенции и мезоциклиты, таким образом, попадают в диапазон циклов (III), однако, первые оказываются ближе к циклам (II).

Литомы и образуемые ими микроциклиты позволяют проводить детальное сопоставление карбонатных и глинисто-карбонатных разрезов на расстоянии более 200 км вдоль глинта; отдельные трансгрессивные литомы могут быть прослежены и на большее расстояние. В разрезах глинисто-карбонатного и переходного типов, где границы азафидных биозон можно считать точно установленным, их отчётливо параллельны границам литом либо совпадают с ними (*expansus-acuminatus*, *laevissimus*). В разрезах карбонатного типа остатки трилобитов весьма редки во внутренней части горизонта. Здесь могут быть относительно легко прослежены лишь границы внешних биозон (*expansus-acuminatus*, *laevissimus*, реже *sulevi-ingrianus*). Тем не менее, можно заметить, что соотношение находок трилобитов и границ литом в карбонатных и глинисто-карбонатных разрезах укладывается в одну схему. Детальность расчленения по микроциклитам в 2-5

раз превышает разрешающую способность существующей в настоящее время трилобитовой шкалы.

9.1. ЛИТОМЫ

В данной работе выделяются литомы карбонатного и глинисто-карбонатного типов; определения «карбонатный» и «глинисто-карбонатный» относительно и не имеют строгой петрографической привязки. Литомное строение кундаских отложений ярко выражено в наиболее мощных и глубоководных разрезах восточной части глинта (глинисто-карбонатная ЛФЗ). Здесь зафиксированы 15 эпизодов обмеления и 14 эпизодов затопления карбонатного рампа. В соответствии с рассмотренной выше фациальной моделью, карбонатные литомы сопоставляются с фазами регрессии, а их нижние границы рассматриваются как поверхности обмеления; глинисто-карбонатные литомы сопоставляются с фазами трансгрессии, а их нижние границы рассматриваются как поверхности затопления. Для карбонатных литом более характерна слабо регрессивная последовательность микрофаций, но может наблюдаться также слабо трансгрессивная и нейтральная. В глинисто-карбонатных литомах последовательность варьирует от слабо трансгрессивной до слабо регрессивной. Несоответствие типа литомы наблюдаемой в ней последовательности, по-видимому, является результатом осложнения главной циклоиды (например, эвстатической) с второстепенной (например, эпейрогенической). В западной части российского глинта (разрезы копорского типа) и в восточной части эстонского глинта наблюдается выклинивание и фациальное замещение глинисто-карбонатных литом, некоторые из которых перестают распознаваться.

По характеру изменения мощностей и фаций кундаский горизонт разделён на четыре стратиграфических интервала, в которых прослеживание литом имеет свои особенности.

Вокаско-лыннаский интервал

Отвечает нижнему «оолитовому слою» и его «фоновым» стратиграфическим аналогам без оолитов. Особенностью интервала является сильная редукция мощности и аномальные изменения литологии при переходе от «фоновых» разрезов к «оолитовым». Восточные разрезы (р.р. Волхов, Лынна, Сясь) характеризуются максимальной мощностью и сложены более глубоководными «фоновыми» микрофациями, в которых контрастно выражены уровни морского затопления и обмеления на границах литом. Западные разрезы (р. Сытке-Войбокало) сложены нижним «оолитовым слоем», мощность которого сокращена в 5-10 раз. Трансгрессивно-регрессивные изменения на границах литом здесь затушёваны местными особенностями, такими как аномально высокие содержания алевроито-глинистой примеси и карбонатного матрикса и независимое распределение

морфотипов ГМК. Выделение литомных границ здесь является больше результатом трассирования стратиграфическими методами, чем фациального анализа.

Литома 1-К (карбонатная; обмеление). Соответствует интервалу развития сравнительно мелководных, существенно карбонатных микрофаций, перекрывающих субаквальное регрессивное несогласие Кп-1. Они интерпретируются как микрофации стадии низкого стояния, развившиеся после затопления этой поверхности. В разрезах волховского типа литома представлена пачкой толстослоистых известняков (0,35-0,45 м), в нижней части слабо-алевроглинистых, со структурой вакстоуна-пакстоуна, с обильными зёрнами глауконита и частыми гематит-фосфатными диастемами. Верхние слои сильно-алевроглинистые, с редким глауконитом и без видимых диастем. Западнее, с переходом в «вокаскую оолитовую зону», глинистость литомы постепенно возрастает, а мощность, наоборот, уменьшается. Здесь литома сложена пятнистым (коричневатым и светло-серым) вакстоуном-пакстоуном с обильными гётитовыми псевдо-оолитами, средне-алевроглинистым в разрезах лавского типа (16%; 8-10 см) до сильно-алевроглинистого в разрезах копорского типа (26% на р. Поповка; 4-6 см). Биостратиграфическим маркёром данных отложений является *Asaphus expansus gracilis*.

Литома 2-К (глинисто-карбонатная; затопление). Нижняя граница маркирована резким разглиниванием отложений и первым появлением *Asaphus lamanskii*. В разрезах волховского типа литома имеет «флишоидный» характер и представлена лыннской пачкой переслаивания глин (1-3 см) и глинистых известняков (2-5 см), общей мощностью до 1,5 м (микрофация «б»). Западнее, в карьере Войбокало, литома значительно сокращается в мощности (40 см), а переслаивание приобретает более грубый характер (карбонатные слои по 7-10 см, глины – по 0,5-3,5 см). Здесь уже наблюдается переход к «оолитовой» фации – гётитовые псевдо-оолиты обильны в нижнем слое, но выше встречаются редкими мелкими скоплениями. Интервал выдержан в сиреневатых тонах с красными и лиловыми пятнами. Ещё западнее, к карьере Путилово, прослой глины в литоме 2-К быстро выклиниваются, а количество мелких оолитов возрастает, так что литома внешне уже не отличается от смежных отложений. Единственным литологическим критерием определения нижней границы является скачок глинистости, надёжно фиксируемый лишь лабораторно. Также на нижней границе отмечается смена псевдо-оолитов на настоящие мелкие оолиты, однако, данный признак следует использовать с осторожностью, как и любые изменения морфологии гётитовых микроконкреций, носящие мало предсказуемый характер.

Фирмграунд Кп-2. Располагается в кровле слоя 1А вокаской пачки (несколько ниже уровня смены *Asaphus expansus robustus* на *A. e. deltifrons*). Это «лоскутный» фирмграунд

с бордовой гематит-фосфатной импрегнацией до 1,5 см (р. Ламошка – р. Тосна) или незрелый фирмграунд/софтграунд с сиреневой и белёсой импрегнацией до 1 см (Лава, Путилово), к которому приурочены наиболее крупные «оолитовые» норки *Gastrochaenolithes*. Лишь в карьере Войбокало данная поверхность имеет иной облик; здесь она ранее (Иванцов, 1990) была ошибочно диагностирована как поверхность Кп-3, которая на самом деле расположена в 10 см выше. В карьере Войбокало поверхность Кп-2 развита уже не на оолитовом, а на «фоновом» известняке и её амплитуда и резкость заметно возрастают. Здесь она представлена эрозионной поверхностью без импрегнации с амплитудой до 2-3 см и обильными карбонатными гальками-автокластами над ней. Гальки импрегнированы фосфатами с нижней стороны (серые) и гётитом – с верхней (жёлтые). В разрезах волховского типа её коррелятивна поверхность затопления FS-2 в кровле литомы 3-К, лежащая в 0,3 м ниже кровли слоёв с *A. e. robustus*.

Литома 3-К (карбонатная; обмеление). Отвечает сильному регрессивному сдвигу микрофаций. Нижняя граница совпадает с подошвой подзоны *Asaphus expansus deltifrons*; в «фоновых фациях» литологически маркирована резким увеличением карбонатности и массивности отложений. Верхняя граница повсеместно маркирована поверхностью перерыва Кп-3 (см. ниже). В «фоновых фациях» литома выглядит как массивный карбонатный пласт мощностью от 0,35 м (р. Волхов) до 0,5 м (р. Лынна), сложенный сильно-алевроглинистым биомикроспаритом с частыми гематит-фосфатными диастемами. Направленность изменения литотипов от подошвы к кровле слабо регрессивная; известняки с псевдо-оолитами занимают верхнюю часть литомы, причём их подошва в восточном направлении поднимается по разрезу; они не содержат гематит-фосфатных диастем и несколько разглинены относительно «фоновых».

Западнее р. Волхов литома целиком сложена аномально разглиненными «оолитовыми» известняками – сильно-алевроглинистыми биомикроспаритами с большим количеством крупных гётитовых оолитов-чечевиц диаметром 1-1,5 мм. Глинистость этих пород слабо возрастает к западу, достигая максимума на р. Поповка (28%). Облик данных пород не отличается от смежных слоёв, что не позволяет вычленять литому по структурно-вещественным признакам. Лишь на разрезах лавского типа нижняя граница литомы может быть намечена по скачку карбонатности. На отрезке глинта от карьера Путилово–р. Сытке литома отвечает конденсированному слою 2-А вокаской пачки.

Поверхность перерыва Кп-3. Почти повсеместно выглядит как «псевдогалечный» фирмграунд. «Псевдогалечки» представляют собой откопанные, корродированные и импрегнированные слепки ходов инфауны наподобие баланоглосситов или талассиноидов. На р.р. Волхов и Лынна «псевдогалечки» окрашены гематит-фосфатной

импрегнацией глубиной до 2 см, соответственно, в коричневый и бордовой цвета. На отрезке глинта Копорье-Войбокало импрегнация белёсая и серая (фосфатная), редкими мелкими пятнами – сиреневая. В карьере Широково это сильно фосфатизированный хардграунд с выдержанной и глубокой коричневой фосфатной импрегнацией. Поверхность уверенно трассируется, в том числе, по биостратиграфическим данным. В сравнительно мощных разрезах лавского и волховского типа *A. e. deltifrons* и *Ilaenus sarsi* Jaanusson исчезают в 7 см (р. Лава) и ~10 см (р. Волхов, р. Лынна) ниже неё. Непосредственно под *Kn-3* зафиксированы последние *A. acuminatus* и *Ilaenus incisus*. В ультра-конденсированных разрезах копорского типа исчезновение всех этих форм наблюдается, фактически, на одном уровне – сразу под *Kn-3*. Непосредственно выше *Kn-3* в карьере Путилово и на р. Лава найден первый *Ilaenus aduncus* Jaanusson. В литоме 7-К см выше *Kn-3* повсеместно в обнажениях глинта появляется *Asaphus raniceps* Dalman.

Литома 4-К (глинисто-карбонатная; затопление). Отвечает значительному по амплитуде, но непродолжительному трансгрессивному сдвигу микрофаций. В разрезах волховского типа литома сложена глинами (6-8 см) с тонким прослоем глинистого известняка-биомикроспарита посередине (микрофация «б»). Порода содержит гётитовые псевдо-оолиты; в разрезе «Лынна-1» они присутствуют только в подошве литомы, где глины окрашены в ярко-красный цвет. Наличие карбонатного прослоя дистального типа указывает на то, что мощный глинистый слой маркирует событие затопления и вызванное им уменьшение энергии придонной гидродинамики, а не паузу в карбонатной седиментации. В «оолитовых» разрезах (лавский и копорский типы) литома предстаёт как второй снизу прослой серой глины мощностью 2-4 см, переполненный крупными (до 2,5 мм) гётитовыми оолитами, прослеживающийся более чем на 380 км вдоль глинта, по крайней мере, до р. Ягала в Эстонии (см. Sturesson et al, 1999, рис. 2). В некоторых разрезах этот прослой лежит непосредственно на фирмграунде *Kn-3* (Путилово, Войбокало). В отличие от разрезов волховского типа, глины с крупными оолитами содержат количественно обеднённый комплекс мелкораковинной фауны (Искуль, 2016).

Литома 5-К (карбонатная; обмеление). Подошва литомы маркирована регрессивным сдвигом микрофаций максимальной (после литомы 1-К) амплитуды для силлаоруско-лыннского интервала. Строение и фациальный состав литомы может наблюдаться со всей полнотой лишь в разрезах волховского типа, т.е. в «фоновых» фациях. Литома здесь выделяется карбонатным составом на фоне смежных отложений и представляет собой пачку толстослоистых известняков-биомикроспаритов с тонкими пропластками глин. Несмотря на регрессивный сдвиг микрофаций в основании литомы, в её верхней части наблюдается относительно слабо выраженная трансгрессивная последовательность

литотипов. В разрезе Лынна-1 литома имеет максимальную мощность (52 см) и целиком сложена «фоновыми» микрофациями. Снизу вверх наблюдается переход от средне- и слабо-алевроглинистых известняков с частыми фосфатными диастемами и примесью мелкого глауконита (микрофация 3б) к более глинистым разностям без глауконита и диастем (микрофация 4). Западнее, на р. Волхов, литома несколько сокращается в мощности (0,34 м) и её основная часть замещается Fe-оолитовыми микрофациями, а верхняя по-прежнему сохраняет «фоновый» характер. При этом наблюдается любопытный литолого-фациальный парадокс, целиком связанный с аномальным характером Fe-оолитовых фаций: 1) интервал, занятый Fe-оолитовыми известняками, становится более глинистым, чем на разрезе «Лынна-1»; 2) интервал в кровле, занятый «фоновыми» микрофациями, становится более карбонатным (типичный для «фоновых» микрофаций западный тренд). В разрезе это порождает литологически контрастную границу на месте постепенного, по сути, перехода между Fe-оолитовыми и «фоновыми» фациями. Эта граница выглядит аналогично кровле нижнего «оолитового слоя» более западных разрезов (Войбокало-Тойла), однако, расположена в 17 см ниже. В разрезах лавского и копорского типов литоме 7-К соответствует (полностью или большей частью) слой известняка с обильными крупными оолитами (до 2,5 мм), мощностью ...см, лежащий в кровле силлаоруской свиты. В разрезах лавского типа в верхних 2 см этого пласта удаётся наблюдать отчётливые признаки возрастания глубоководности, зафиксированные в быстрой смене крупных оолитов на мелкие оолиты, затем на псевдо-оолиты и, наконец, в исчезновении последних. Этот уровень может отвечать как верхней части литомы 7-К, так и поверхности затопления в подошве литомы 8-К.

Литома 6-К (глинисто-карбонатная; затопление). Отвечает резкому, но короткому трансгрессивному событию. В разрезах волховского типа сложена глинистым пластом с прослоем мергелистого биомикроспарита посередине (8-10 см), с мелкими псевдо-оолитами в нижней части на разрезе «Лынна-2». К западу от р. Волхов литома постепенно выклинивается (по-видимому, за счёт нижней части) и на отрезке глинта Войбокало-Путилово представлена прослоем серых глин в кровле нижнего «оолитового слоя». Ещё западнее литома выклинивается полностью и в разрезах копорского типа граница оолитовых и ортоцератитовых известняков биотурбирована.

Литомы лообуско-обуховской части подгоризонта Вшβ

Основная часть подгоризонта Вшβ представлена фоновыми микрофациями (ортоцератитовыми известняками) и с востока на запад демонстрирует типичный для фоновых отложений тренд: постепенное сокращение мощности, уменьшение глинистости, возрастание количества биокластов, глауконита и фосфатных поверхностей перерыва.

Литомы 7-К, 8-К и 9-К. В подошве «ортоцератитовых известняков» лежат три литомы, в разрезах волховского типа обладающие контрастной литологией и резкими границами. Западнее контрастность литом уменьшается из-за роста карбонатности. Так, в разрезах лавского типа литомы сливаются в массивную и внешне однородную карбонатную пачку мощностью 77 см, в обнажениях нависающую карнизом на нижним «оолитовым слоем» (пачка 1 обуховской свиты по А.Ю. Иванцову). Здесь литомы ещё уверенно разделяются по карбонатности и седиментационным текстурам. В разрезах копорского типа литомы уже труднее отделимы друг от друга и от перекрывающих слоёв.

Литома 7-К (карбонатная; обмеление). Прослеживается повсеместно в основании «ортоцератитового известняка» и везде представляет толстослоистую карбонатную пачку или массивную карбонатную плиту со слабо регрессивным строением. Нижняя граница литомы – поверхность обмеления с резким возрастанием карбонатности и биокластичности – может быть правильно интерпретирована лишь в разрезах волховского типа, где под ней хорошо выражена глинистая литома 6-К.

На р.р. Волхов и Лына литома (0,5 м) сложена среднеслоистыми глинистыми биомикроспаритами с тонкими пропластками мергеля; регрессивность выражена в возрастании вверх карбонатности (%→% АГК) и мощности слоёв биомикроспарита, а также редукции мергельных пропластков. Западнее мощность сокращается до 0,32 м; на р. Лава литома представлена массивным слабо-алевроглинистым биомикроспаритом; регрессивность проявлена в появлении в верхней части литомы более зрелых ФПП (серия фирмграундов Кп-4). В разрезах копорского типа литоме отвечает слой 1-У той же мощности; на р. Копорка слой имеет чёткую регрессивную последовательность – вверх растёт карбонатность и появляются всё более «зрелые ФПП». Зрелость Кп-4 здесь возрастает до хардграунда.

Литома 8-К (глинисто-карбонатная; затопление). Выделяется по пику глинистости над слоями с *Asaphus raniceps* Dalman. В разрезах волховского типа сложена пачкой переслаивания тонкослоистых мергелистых известняков и глин; нижняя граница литомы представляет здесь литологически яркую поверхность затопления. Западнее литома редуцируется, утрачивает прослой глини и приобретает толстослоистую текстуру; нижняя граница устанавливается, главным образом, по аналитическим данным по началу разглинивания известняков. На отрезке глинта Лава-Поповка литома сложена глинистыми биомикроспаритами (р. Лава, Путилово) или доломитами по ним (р. Тосна, р. Поповка) без зрелых поверхностей перерыва. В обнажениях по р. Копорка и в карьере Широково литоме отвечает небольшой пик глинистости в подошве слоя 2-У; литома здесь редуцирована до 3-4 см.

Литома 9-К (карбонатная, обмеление). Выделяется как второй снизу пик карбонатности в интервале «ортоцератитовых известняков», сопровождаемый зрелыми ФПП. На р.р. Волхов и Лына литома представлена пачкой толсто- и среднеслоистых глинистых известняков-биомикроспаритов (0,37 м), в 8-16 см над подошвой которой лежит фирмграунд Кп-5. Нижняя граница резкая, маркирована исчезновением прослоев глинистых известняков и утолщением карбонатных слоёв. На р. Лава литома выделяется как массивный слой (16-17 см) слабо-алевроглинистого известняка, более насыщенного биокластами (пакстоун-вакстоун), полосчато-пятнистого из-за частых фосфатных диастем (белые пятна и полосы) и доломитизированных ходов инфуны (серые и чёрные пятна). Нижняя здесь менее чёткая в поле и проводится по первому фосфатному фирмграунду, над которым порода обогащается биокластами и обедняется алеврито-глинистой примесью. На высоте 4-5 см над подошвой лежит хорошо заметный фосфатизированный хардграунд-фирмграунд Кп-5. В разрезах копорского типа литома попадает в зону массивной доломитизации и выделяется аналитически по пику карбонатности (слой 3-U). Наиболее контрастно последний выражен на р. Поповка, где вблизи границ литомы расположены фосфатизированные хардграунды-фирмграунды с белой импрегнацией (нижний - Кп-5).

Литома 10-К (глинисто-карбонатная; затопление). Нижний карбонатный слой в разрезах волховского и лавского типов содержит серию из двух-трёх сближенных (через 1-2 см) фосфатных фирмграундов (Кп-6), порода под которой насыщена переотложенными и сортированными остатками брахиопод, трилобитов и мшанок с участием гастропод и цефалопод. В разрезах волховского типа литома представлена пачкой розовато-серых средне- и тонкослоистых сильно-алевроглинистых известняков-биомикроспаритов (1.3 м), в нижней части - с тонкими (до 1 см) пропластками глинистых мергелей. Нижняя граница проводится по изменению характера стратификации и общему повышению глинистости - карбонатные слои утоняются и между ними появляются прослои глинистых мергелей. В средней части наблюдается более мощный слой глины или глинистого мергеля, разделённый линзующимся слоем биомикроспарита; он отвечает, по-видимому, пику затопления. В разрезах лавского типа литома представлена пачкой розовато-серых толстослоистых биомикроспаритов (0.6 м), изменяющихся от слабо-алевроглинистых (во внешних частях) до сильно-алевроглинистых (в середине), с частыми прерывистыми фосфатными диастемами с белёсой импрегнацией. На р. Поповка литома сложена аналогичными фациями, но полностью доломитизированными. В разрезах копорского типа литома целиком переходит в более карбонатные (слабо-алевроглинистые) и биокластовые (вакстоун-пакстоун) биомикроспариты, местами полностью доломитизированные (р.р. Ламошка и Копорка, Широково). На фоне внешне

сходных вмещающих отложений литома диагностируется по стратиграфическому положению и признакам более дистальных микрофаций, таких как повышенная глинистость и отсутствие сильно фосфатизированных поверхностей перерыва.

Литома 11-К (карбонатная; обмеление). Соответствует резко выраженному эпизоду обмеления со сдвигом карбонатных фаций далеко вглубь Волховской СФЗ (вдоль глинта – на восток). Повсеместно выделяется высокой карбонатностью, биокластичностью и твёрдостью среди смежных отложений, особенно – от подстилающих. Литома представляет собой массивную плиту мощностью 0,25 м, двойного строения, известную у плитоломов Путиловского карьера как «нижние кости» (Геология ..., 1975), а у плитоломов р. Волхов – как второй «белый слой» (Ламанский, 1901, 1905). Плита лежит на высоте 1,3 м (Котлы-Лава) и 2,8 м (р.р. Волхов и Лынна) над кровлей нижнего «оолитового слоя». По всей видимости, название «кости» обусловлено большим количеством сегментированных ортоконов наутилоидей. Нижняя половина плиты сложена слабо-алевроглинистым биомикроспаритом с редкими горизонтами переработанных белёсых диастем б-типа. Верхняя половина плиты сложена сортированным биокластовым пакстоуном (Лынна, Лава, Путилово, Лопухинка) или грейнстоуном (Широково). Эта часть плиты представляет собой своеобразный горизонт конденсации, изобилующий диастемами э-типа (в пакстоуне) и раковинами с фосфатизированными реликтами илестых осадков «1-го цикла». В разрезе Волхов-1 верхняя часть плиты сложена вакстоуном/пакстоуном с градационным слоем (4 см) грейнстоуна/пакстоуна в подошве. В скважинах Лисино, Кемполово, Парицы, а также в обнажениях на р.р. Ламошка, Поповка, Ижора литома 13-К попадает в зону интенсивной доломитизации; здесь она может быть выделена по результатам опробования на некарбонатный компонент благодаря резкому пику карбонатности (93-96%), связанному с хорошо промытыми биокластовыми осадками, а также по появлению многочисленных остатков наутилоидей. В разрезах Ладожского глинта к слою пакстоуна/грейнстоуна приурочено первое появление *Asaphus striatus* Jaan.

Литомы 12-К, 13-К и 14-К. Между пластами «нижние кости» и «верхние кости» лежат три литомы, обладающие контрастной литологией и резкими границами в разрезах волховского типа. Западнее литологическая контрастность литом уменьшается, карбонатность возрастает и в разрезах копорского типа весь этот интервал приобретает однородность и массивность.

Литома 12-К (глинисто-карбонатная; затопление) обогащена алеврито-глинистым компонентом и карбонатным матриксом; вверх эти признаки усиливаются (трансгрессивное строение). Внутри литомы выделяются три известняковых слоя с

доломитизированными контактами; вероятно, доломитизации селективно подверглись тонкие мергелистые пропластки между слоями известняка, а также контактовые части последних. Нижний слой в кровле несёт прерывистый «псевдоинтракластовый» фирмграунд с белёсой фосфатной импрегнацией. В разрезах волховского типа в составе литомы находятся сильно-алевроглинистые известняки со структурой вак-вакстоуна (0.2 м). В разрезах лавского типа (0.2 м) известняки представлены уже более карбонатными литотипами с многочисленными реликтами фосфатных поверхностей перерыва и «событийных» прослоев биокластового пакстоуна.

Литома 13-К (карбонатная; обмеление) сложена слабо-алевроглинистым биокласто-микроспаритовых известняком (вакстоуном/пакстоуном) с резкими границами, который образует массивный, литологически обособленный слой мощностью от 0.28 м (р.р. Волхов и Лынна) до 0.14 м (р. Лава). На р. Лава в подошве и кровле слоя наблюдаются более плотные структуры пакстоуна и кровельная каёмка чёрного доломита. В карьере Путилово литома тесно сцеплена с верхним слоем литомы 14-К.

Литома 14-К (глинисто-карбонатная; затопление рамп), аналогично литоме 14-К, обогащена алевро-глинистым компонентом и карбонатным матриксом. В разрезах волховского типа литома выражена наиболее контрастно и представлена тонким переслаиванием вакстоунов и глин общей мощностью (0.2 м) см. На р. Лава литома несколько редуцирована (0.12 м), лишена прослоев глин и представлена слоем средне-алевроглинистого вакстоуна/мадстоуна.

В разрезах копорского типа литомы неотделимы друг от друга и выглядят как массивный, почти чисто карбонатный интервал, сложенный биокластовым пакстоуном (р. Копорка) или вторичными доломитами. «Событийные» биокластовые слои здесь становятся более выраженными; отмечаются 2-3 слоя слабо градиционного грейнстоуна.

Литома 15-К (карбонатная; обмеление). Аналогична по составу и строению литоме 13-К и интерпретируется таким же образом. Представляет собой массивную плиту двойного строения, мощностью 25-27 см, известную у плитоломов Путиловского карьера как «верхние кости». Плита лежит на высоте ~2 м (Котлы-Лава) и 3,8 м (р.р. Волхов и Лынна) над кровлей нижнего «оолитового слоя», как правило - сразу выше зоны сильно сильной доломитизации утриаской пачки, поэтому её верхняя биокластовая часть (слой пакстоуна/грейнстоуна) зафиксирована не только в обнажениях глинта, но и во всех изученных скважинах.

Литома 16-К (глинисто-карбонатная; затопление). Нижняя граница представляет собой фациально резкую поверхность затопления, на которой резко возрастает глинистость и отложений и количество карбонатного матрикса. В разрезах волховского

типа, наиболее мощных, литома имеет мощность всего 0.26 м и сложена тонкослоистыми глинистыми известняками, разглинивающимися вверх (трансгрессивное строение). К р. Лава известняки становятся средне-алевроглинистыми и более биокластовыми, но литома сохраняет трансгрессивное строение (0.35 м). В разрезах копорского типа литома сокращается до 3-4 см и приобретает слабо-алевроглинистый состав; ей соответствует подошвенная часть слоя 7-U, которая выделяется более высоким содержанием алеврито-глинистого компонента (14-15%) по сравнению со смежными отложениями, а также тонко-линзовидной текстурой. Последняя, по-видимому, обусловлена наличием парастилолитов и горизонтов глинистых ходов инфауны. При диагностике верхней границы литомы важным признаком является региональный уровень исчезновения глауконита, который проходит примерно посередине литомы.

Литома 17-К (карбонатная; обмеление). Карбонатная пачка/пласт мощностью 0.74-0.88 м, лежащая над уровнем редукции глауконита. В разрезах волховского и лавского типов выглядит как толстослоистая пачка слабо- и (на р. Волхов) средне-алевроглинистых пак-вакстоунов, на нижней границе которой наблюдается быстрый рост карбонатности. В разрезах копорского типа мощность литомы слабо сокращается, состав известняков становится более чистым, появляются тонкие выдержанные прослои биокластового пакстоуна-грейнстоуна, частые горизонты фосфатных фирмграундов и ортоцераконы с фосфатным заполнением. Южнее глинта, в скважинах Кемполово-60, Рукулицы-29, Парицы-2, Лисино-10 известняки приобретают более плотную структуру пакстоуна.

Литома 18-К (глинисто-карбонатная; затопление). Маркирующая литома кровельной части подгоризонта В_{IIIβ}, отвечающая трансгрессивному событию максимальной (для всего кундаского горизонта) амплитуды. Дистальные глинисто-карбонатные микрофации прослеживаются в пределах литомы вдоль глинта до средней Эстонии или даже западнее (см. Орвику, 1960). В разрезах лавского и волховского типа литома целиком отвечает путиловской пачке, сложена глинистыми известняками-биомикроспаритами и имеет трансгрессивное строение. Нижняя граница представляет поверхность затопления с резким утонением и разглиниванием карбонатных слоёв; она совпадает с первым появлением *Asaphus Knyrkoi* F. Schmidt. Пик затопления в кровле литомы маркирован появлением особенно мощных глинистых прослоев между карбонатными слоями. На этом уровне наблюдается смена *Asaphus Knyrkoi* F. Schmidt и *A. striatus* Voesck на *A. minor* F. Schmidt. В разрезах копорского типа и в восточной Эстонии литома отвечает, в целом, силламяэской пачке. Из-за увеличения карбонатности и грубослоистости к западу, граница утриаской/силламяэской пачек располагается несколько выше по разрезу, чем граница утриаской/путиловской пачек. Это обусловлено

тем, что базальная часть литомы, приобретая массивный облик, наращивает утриаскую пачку. В разрезах копорского типа (Поповка-Копорье и скважины Кемполово-60, Парицы-2) максимально глинистые известняки и наиболее мощные прослой мергелей между ними появляются в середине силламяэской пачки; в восточной Эстонии (р. Сытке) – снова в кровле интервала. Возможно, это связано с осложнением седиментационной цикличности вертикальными движениями.

Литомы нижней части подгоризонта В_{III}

Строение этой части в разных частях глинта заметно различается. На Ладожском глинте наблюдается контрастное чередование карбонатных и глинисто-карбонатных литом 19-К – 23-К, мощность и литология которых практически не меняются от р. Волхов до карьера Путилово (50 км). В копорских разрезах, напротив, им отвечает массивный карбонатный пласт мощностью 1,4-1,6 м, образующим нижнюю часть валгейбэской пачки. В данном интервале пока не выявлены надёжные биостратиграфические маркёры; так, *Asaphus minor* F. Schmidt встречен только на Ладожском глинте. По этой причине корреляция нижней части В_{III} вдоль глинта носит условный характер и основана на допущении пропорционального сокращения мощностей слоёв при переходе от восточных разрезов к западным, с учётом более сильного сокращения слоёв, сложенных дистальными фациями.

Литома 19-К (карбонатная; обмеление). Нижняя граница представляет поверхность обмеления с резкой сменой тонкослоистых и глинистых фаций (на Ладожском глинте – «флишоидных») более массивными и карбонатными. В разрезах волховского и лавского типов литома отвечает плехановской пачке, выделяющейся своим карбонатным составом среди более глинистых отложений и обладающей слабо регрессивным строением, с усилением вверх карбонатности и толстослоистости. К западу её мощность сокращается, а карбонатность возрастает. В разрезах лавского типа (Путилово, Лава-15) основная верхняя часть пачки сложена аномально глинистыми известняками Fe-оолитовой фации. Их «фоновые» стратиграфические аналоги (Лава-23) более карбонатные, массивные, в самой верхней части содержат фосфатизированные фирмграунды (микрофация 3б). Особенно сильное разглинивание наблюдается локально в подошве интервала с Fe-оолитами на разрезе Лава-15 (до 36%). Это явление целиком связано с аномальной седиментологией периферических Fe-оолитовых литотипов и нивелируется уже на расстоянии 1 км (к разрезу «Лава-23»). Последовательность Fe-оолитовых литотипов также имеет отчётливо регрессивный характер, от псевдо-оолитов в подошве к крупным, до 2,5 мм, оолитам в кровле (Путилово, «Лава-15»).

Литома 20-К (глинисто-карбонатная; затопление). На отрезке глинта Волхов-Путилово литома имеет мощность около 30 см и сложена мергелистыми тонко- и среднеслоистыми, существенно илистыми известняками (неплотный биокластовый вакстоун-мадстоун). Нижняя граница представляет поверхность затопления с резким увеличением глинистости и утонением слоистости (Путилово, Лава-23), а также исчезновением Fe-оолитов (Лава-15). В карьере Путилово на этом уровне крупные оолиты меняются на мелкие оолиты и псевдо-оолиты.

Литома 21-К (относительно карбонатная; обмеление). На р.р. Волхов и Лава литома мощностью ~ 80 см сложена более карбонатными (средне-алевроглинистыми) и среднеслоистыми (5-7 см) биомикроспаритами с прослоями мергеля (1-2 см). Эти породы по внешним признакам мало отличаются от смежных отложений, однако разница в физических свойствах (литома 20-К твёрже) и данные некарбонатного анализа позволяют вычленить их в разрезе. Нижняя граница переходная, с постепенным ростом карбонатности. В карьере Путилово литомы 20-К и 21-К входят в «синявинскую оолитовую зону», несколько обогащаются алевроито-глинистым компонентом и насыщаются мелкими оолитами и псевдо-оолитами. Здесь они отвечают верхней пачке т.н. синявинской свиты А.Ю. Иванцова (2003), которая выделяется яркой пятнистой (красной, зеленовато-серой) окраской. Данный интервал производит обманчивое впечатление более глинистого, чем вышележащий сероцветный интервал без оолитов и псевдо-оолитов. На самом деле, детальное опробование показывает более высокую карбонатность литомы 20-К, отдельные слои которой (в частности, в кровле) сохраняют средне-алевроглинистый состав.

Литома 22-К (глинисто-карбонатная; затопление). На отрезке глинта Волхов-Путилово в нижней половине слоёв с *Asaphus pachyophthalmus* F. Schmidt развита пачка алевроито-глинистых мергелей с прослоями мергелистых известняков общей мощностью 1,2 м, маркирующая резко выраженное и довольно продолжительное затопление. Строение пачки слабо трансгрессивное – более карбонатные прослои и линзы исчезают в верхней части литомы. Примерно в средней части пачки лежит серия сближенных прослоев мергелистых известняков по 7-8 см, внешне сходных с вмещающими мергелями.

Как упоминалось выше, на отрезке глинта от р. Поповка до восточной Эстонии литомы 19-К и, особенно, 20-К и 21-К заметно сокращены в мощности, отличаются высокой карбонатностью и сливаются в массивный пласт (слои 1-V и 2-V). Регрессивный максимум в верхней части литомы 19-К (пик карбонатности, частые фосфатные фирмграунды) сопоставляется с пиком карбонатности и серией сближенных хардграундов-фирмграундов в кровле слоя 1-V. Литомы 20-К и 21-К сопоставляются со

слоем 2-V; заметное сокращение их мощности по сравнению с подстилающей литомой 21-K объясняется тем, что на разрезах ладожского глинта они имеют заметно более дистальный состав, а это предполагает и более значительное сокращение мощности при переходе в проксимальные фации. Литома 22-K сопоставляется со слоями 3-V, 4-V и 5-V, причём слой 4-V, по-видимому, отвечает более карбонатным слоям средней части литомы. Иные варианты синфазной корреляции приводят к непропорциональным изменениям мощностей слоёв. Так, сопоставление пиков литомы 20-K и слоя 3-V, приводят к раздуву мощности подстилающего интервала и т.п.

Верхняя часть подгоризонта Впу

Несмотря на значительное сокращение мощности подгоризонта к западу, его литомы уверенно прослеживаются вдоль российской части глинта благодаря выдержанности индивидуальных особенностей строения и наличию биостратиграфических маркёров (границ трилобитовых биозон). Большинство литом в разрезах у д.д. Нижняя, Котлы, Тютюцы, р. Поповка попадают в «напаскую оолитовую зону» и несколько обогащаются алевроито-глинистой примесью. Надо отметить, что изменение по разрезу морфологии гётитовых микроконкреций никак не коррелирует с границами литом.

Литома 23-K (относительно карбонатная; обмеление). Имеет слабо регрессивное строение. В разрезах лавского и волховского типов литома выделяется как сравнительно карбонатный и толстослоистый интервал внутри мергелистых слоёв с *Asaphus pachyophthalmus* F. Schmidt. Литома мощностью 0.54-0.6 м сложена глинистыми известняками-биомикроспаритами (от сильно-алевроглинистых в подошве до средне-алевроглинистых в основной части), с редуцирующимися вверх мергелистыми контактами и утолщением карбонатных слоёв. В разрезах копорского типа литома сопоставляется карбонатным слоем 6-V по сходному стратиграфическому положению этих пиков карбонатности. В восточных разрезах (Поповка-Вильповицы) слой 6-V редуцирован до 15 см, сложен толстослоистыми плотными биомикроспаритами, в «фоновых» фациях слабо- и весьма слабо-алевроглинистыми. В напаской «оолитовой зоне» слой обладает широкими вариациями от слабо- до средне- (преобладает) и даже сильно-алевроглинистых, а также (карьер у д. Нижняя) наличием собственно оолитов размером до 1 мм. В западных разрезах слой представляет собой массивную плиту неплотного пакстоуна с двумя «зрелыми» поверхностями перерыва вблизи кровли и подошвы. На р. Копорка нижняя отвечает фирмграунду, верхняя – хардграунду.

Литома 24-K (глинисто-карбонатная; затопление). Маломощная литома с контрастным составом и трансгрессивным строением. Нижняя граница обычно представляет собой чёткую поверхность затопления с утонением стратификации и

разглиниванием пород над ней; эти признаки усиливаются вверх. Хорошо выражена на р.р. Волхов и Лава, где имеет мощность 0.26-0.39 м и сложена мергелистыми и сильно-алевроглинистыми тонкоплитчатыми известняками-биомикроспаритами. Западнее мощность литомы сокращается, а карбонатность растёт. В разрезах копорского типа литома сопоставляется со слоем 7-V, кровля которого, отвечающая пику затопления (уровень максимальной глинистости известняков), является чётко диагностируемой границей. Напротив, нижняя часть слоя/литомы с ростом карбонатности всё менее контрастирует от подстилающей карбонатной литомы 23-K (слой 6-V). Так, в разрезе Копорье этот уровень уже имеет переходный характер и намечается, главным образом, по аналитически устанавливаемому уменьшению карбонатности.

Литома 25-К (карбонатная; обмеление). Отвечает выраженному регрессивному пику с максимальным (в В_{III}γ) сдвигом карбонатных микрофаций в палеобассейн. Имеет регрессивное строение с постепенным ростом карбонатности, биокластичности и толстоплитчатости вверх. В разрезах литома опознаётся по выраженному пику карбонатности и появлению наиболее грубобиокластовых структур. Она может быть точно датирована по азафидным трилобитам благодаря смене *Asaphus pachyophthalmus* F. Schmidt на *A. sulevi* Jaanusson, наблюдаемой несколько выше подошвы. В разрезах копорского типа литома представлена массивным пластом известняка, варьирующего от слабо-алевроглинистого до почти чистого, разделённого пополам фосфатизированным фирмграундом (слой 8-V). Выше фирмграунда наблюдаются более биокластовые структуры, обычно пакстоуна различной плотности (Копорье, Кирхгоф). В пределах «напаской оолитовой зоны» содержание алеврито-глинистого компонента несколько возрастает и нижняя часть литомы может приобретать средне-алевроглинистый состав (карьер у д. Нижняя). В разрезах р.р. Лава и Волхов, в связи с общим разглиниванием отложений, нижняя граница литомы имеет более переходный характер. Массивная текстура здесь сменяется среднеслоистой, а существенно биокластовая структура – биомикроспаритовой.

Литома 26-К (глинисто-карбонатная; затопление). Нижняя граница интерпретируется как поверхность затопления, над которой наблюдается более или менее отчётливое утонение карбонатных слоёв, увеличение в них глинистости и содержания карбонатного матрикса. Эти признаки усиливаются вверх, что придаёт литоме однотипное трансгрессивное строение на всём протяжении российского глинта. Сперва усиление этих признаков идёт медленно, а вблизи кровле литомы – резко. В результате нижняя, основная часть литомы выделяется более карбонатным и толстослоистым обликом, а верхняя

представляет собой обособленный мергелистый тонкослоистый интервал. В разрезах копорского типа нижняя часть литомы отвечает слою 9-V, верхняя – слою 10-V.

Литома 27-К (карбонатная; обмеление). Завершает разрез кундаского горизонта, в кровле ограничена региональным хардграундом/фирмграундом AS-1. Прослеживается повсеместно вдоль российского глинта и везде выглядит как массивная карбонатная плита или толстослоистая пачка со слабо регрессивным строением. Нижняя граница интерпретируется как поверхность обмеления с резким возрастанием карбонатности и биокластичности. Несколько выше подошвы наблюдается смена *Asaphus sulevi* Jaanusson на *A. laevisimus* F. Schmidt. В разрезах копорского типа литома представлена массивной плитой светло-серого плотного биомикроспарита мощностью ~16 см (слой 11-V) с содержанием алеврито-глинистой примеси от 11% (Тайцы) до 8,8% (Копорье). Восточнее, на р.р. Лава и Волхов, мощность литомы возрастает до 35 см, а литология примечательно меняется – она приобретает существенно микроспаритовое сложение (и связанные с ним полураковистый излом и частые мелкие зеркала скольжения) при содержании алеврито-глинистого компонента 14-16%. Такое сочетание весьма необычно для среднего ордовика данного региона, где микроспаритовые известняки появляются лишь в составе глубоководных глинисто-мергельных микрофаций и характеризуются высокой глинистостью. Однако, здесь микроспариты развиты в составе регрессивной литомы, замещаются биокластовыми пакстоунами и характеризуются относительно высокой карбонатностью. Сходные микроспариты развиты в идаввереском горизонте (верхний ордовик), т.е. в отложениях, которые можно считать тепловодными карбонатами (Искюль, 2011) или близкими к ним (Дронов, 2000).

Хардграунд/фирмграунд As-1. В обнажениях Ижорского глинта это хардграунд с пятнистой гётитовой и фосфатной (р. Сытке, карьер у д. Нижняя, скв. Лисино) или только фосфатной (Копорье) импрегнацией. В скважинах Ижорского плато данная поверхность впервые зафиксирована автором данной работы и представлена хардграундом. На Ладожском глинте (р. Лава - р. Волхов) это прерывистый, сильно расчленённый фирмграунд с розово-коричневой фосфатной импрегнацией.

9.2. МИКРОЦИКЛИТЫ

Чередование глинисто-карбонатных и карбонатных литом образует микроциклиты дециметровой и метровой мощности (0,35-2,8 м). При выборе вариантов проведения границ циклитов в циклическом анализе принято руководствоваться принципом целостности, т.е. в качестве границ выбираются системно повторяющиеся поверхности перерыва и/или уровни относительно резкой смены фаций (Карогодин, 1980). Однако, данный принцип может быть реализован отнюдь не всегда. Так,

кундаские литомы в подавляющем большинстве имеют одинаково резкие нижние и верхние границы, так что микроциклиты, фактически, можно начинать с литомы любого типа. В данной работе границы микроциклитов условно проводятся по поверхностям затопления в основании глинисто-карбонатных литом, аналогично тому, как выделяются парасеквенции (те же циклиты) в секвенс-стратиграфии. Отметим также, что переходные нижние границы чаще отмечаются у регрессивных серий (RS-6-10, -12), чем у трансгрессивных (FS-6, -12, -14).

В сторону более мелководных и конденсированных разрезов микроциклиты постепенно утоняются и становятся более карбонатными по составу. При этом мощность трансгрессивных элементов сокращается сильнее, чем регрессивных. Это обусловлено различной динамикой изменения мощности дистальных и проксимальных микрофаций на местности. Регрессивные элементы, сложенные относительно проксимальными микрофациями, в сторону карбонатных разрезов сокращаются примерно на 30-50%. Напротив, трансгрессивные элементы, сложенные дистальными микрофациями, сокращаются сильнее, на 70-90% или даже выклиниваются полностью. Степень редукции конкретного элемента к западу определяется его мощностью/фациями в глинисто-карбонатных разрезах. Так, если трансгрессивный элемент сложен наиболее дистальными микрофациями 7 и 8, то амплитуда сокращения мощности будет максимальной вдоль глинта. Если при этом его мощность в дистальных фациях невелика, есть вероятность его полного выклинивания в конденсированных карбонатных разрезах и/или контаминации с осадками смежных регрессивных стадий (контаминация обусловлена биотурбацией и, по-видимому, совместным переотложением осадков).

На рисунке 9.2 изображены два варианта строения трансгрессивно-регрессивных микроциклитов. Циклиты А-типа преобладают и характеризуются примерно одинаковыми мощностями обоих элементов, или более мощным трансгрессивным элементом. Такие циклиты обладают слабой симметрией типа 2-3-2'-1' или 3-4-2'-1'.

Циклиты Б-типа характеризуется резко сокращённой мощностью трансгрессивного элемента. Такие циклиты более редки и приурочены, главным образом, к пограничным частям мезоциклитов, отвечающим этапам максимального выдвижения в бассейн проксимальных карбонатных микрофаций. В глинисто-карбонатных разрезах трансгрессивный элемент редуцированных циклитов представлен маломощной, но литологически контрастной глинисто-карбонатной литомой, отражающей значительное по площади, но кратковременное затопление. Литома может быть сложена как глинистыми известняками (4-К, 18-К), так и глинами (6-К, 8-К). В сторону

более мелководных разрезов карбонатного типа такие элементы редуцируются полностью (напрмер, в ЦТ-5).

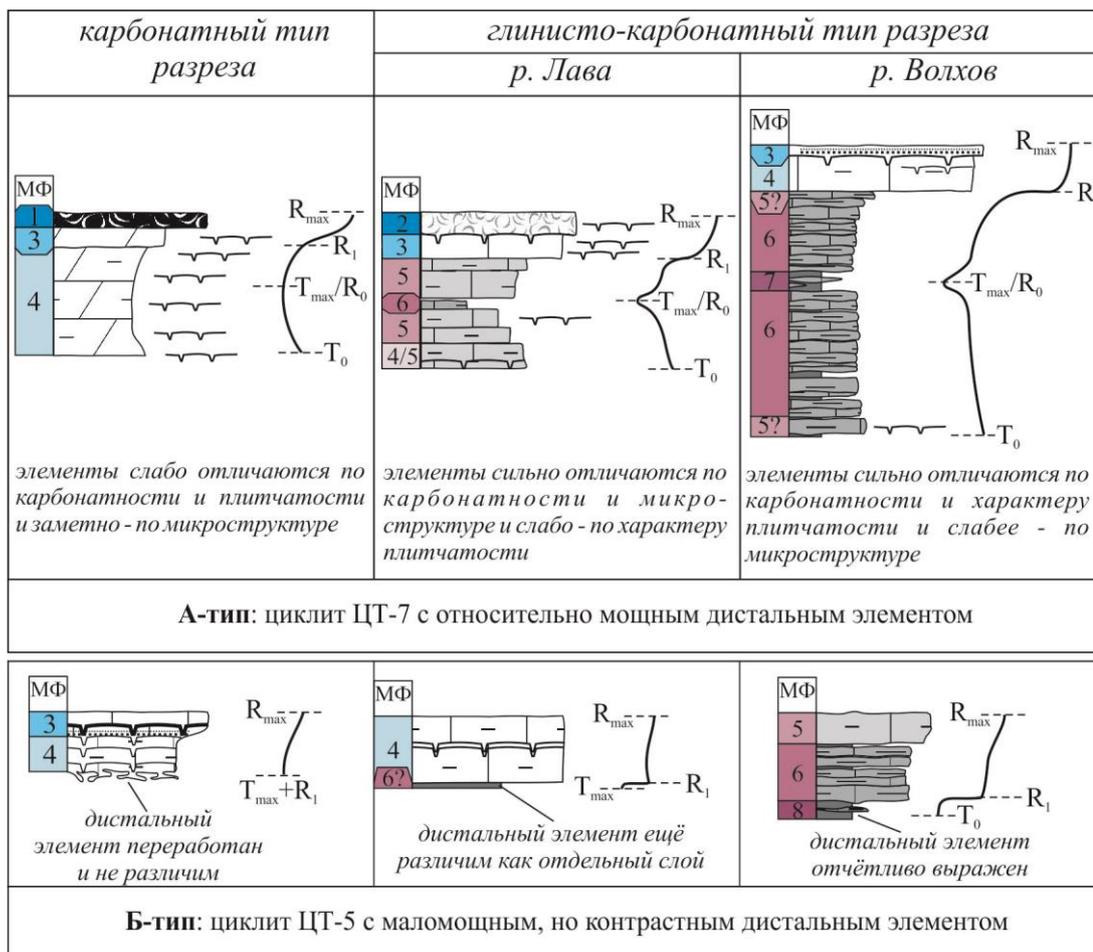


Рис. 9.2. Два крайних типа строения трансгрессивно-регрессивных микроциклитов

По направленности и динамике изменения микрофаций от подошвы к кровле в цикллитах А-типа могут быть выделены следующие уровни:

Поверхность начальной трансгрессии (T_0) – уровень в подошве трансгрессивного элемента, на котором фиксируются первые, слабо выраженные, признаки затопления.

Поверхность эффективной трансгрессии (T_1) – уровень резкого усиления динамики трансгрессивных изменений. Наблюдается редко.

Поверхность максимальной трансгрессии (T_{max}) – уровень появления наиболее глубоководных микрофаций в данном разрезе.

Аналогичным образом определяются поверхности **начальной (R_0)**, **эффективной (R_1)** и **максимальной регрессии (R_{max})** с той разницей, что вторая поверхность имеет системный характер и присутствует во всех цикллитах.

Данные поверхности нередко накладываются друг на друга. Так, микроциклит может сразу начинаться с поверхности T_1 (выраженная поверхность затопления). Кроме того, из-за малой мощности осадков поверхности T_{\max} и R_0 одного циклита, а также R_{\max} и T_0 смежных циклитов могут располагаться на одном уровне («точки перегиба»). В циклите Б-типа поверхности T_0 и T_1 фактически отсутствуют и циклит начинается с поверхности T_{\max} . Детальное послойное сопоставление разрезов показывает, что при переходе от глинисто-карбонатных разрезов к карбонатным фациально мало контрастные уровни T_0 и R_0 оказываются диахронными, тогда как более резко выраженные T_1 , T_{\max} , R_1 и R_{\max} могут рассматриваться как сравнительно изохронные.

Обычно микроциклиты обладают простым двуединым строением (рис. 9.2) и их выделение в разрезах не вызывает затруднений. Однако, в ряде случаев выделение циклитов в том или ином объёме требует пояснений. Это касается случаев с полной редукцией или усложнением какого-либо элемента, либо случаев с фациально мало контрастным регрессивным элементом. Рассмотрим их подробнее.

Микроциклит 1. В основании кундаского горизонта на р.р. Волхов и Лынна лежит хорошо выраженная массивная и твёрдая карбонатная пачка с частыми поверхностями перерыва (литомы 1-К), перекрывающая региональный хардграунд/фирмграунд Кп-1. Она интерпретируется как циклит Б-типа с полностью редуцированным трансгрессивным элементом («вырожденный»). Пример такого строения можно видеть на рис. 9.2, крайняя левая картинка. Логика здесь следующая. Хардграунд/фирмграунд Кп-1 является границей осадочных секвенций 1-го типа (Dronov, Holmer, 2002), соответствуя, таким образом, регрессивному максимуму. Сам факт перекрывания этой поверхности является результатом трансгрессивного события. Теоретически, литомы 1-К вместе с литомой 2-К могут являться единой трансгрессивной серией, что вроде бы подтверждается наличием слабо трансгрессивных изменений в верхах литомы 1-К - увеличением глинистости и тонкослоистости известняков вверх, а также в исчезновении фосфатных диастем и глауконита (микрофация 4→микрофация 5). Однако, в кровле литомы 1-К наблюдается поверхность затопления с резким трансгрессивным сдвигом фаций (микрофация 5→микрофация 7), которая, очевидно, и является настоящей циклитной границей. Эта поверхность прослеживается вдоль глинта даже в ультра-конденсированных и разглиненных породах с гётитовыми микроконкрециями. Таким образом, литомы 1-К оказывается отделена от смежных микроциклитов ключевыми поверхностями снизу (хардграунд/фирмграунд Кп-1) и сверху (поверхность затопления). Это позволяет рассматривать её как своеобразный «вырожденный» циклит, представленный только регрессивной частью. Нужно заметить, что аналогичная литомы над региональным

хардграундом/фирмграундом наблюдается в подошве вышележащего азерского горизонта. В конденсированных карбонатных разрезах она имеет облик массивной плиты (Копорье-Поповка), тогда как в более мощных глинисто-карбонатных разрезах в её подошве начинает проявляться трансгрессивный элемент. Аналогично, в сторону бассейна можно ожидать проявление трансгрессивного элемента и у микроциклита 1.

Микроциклит 7. В глинисто-карбонатных разрезах р.р. Волхов и Лынна трансгрессивный элемент сложен тремя литологически контрастными литомами, из которых первая и третья глинисто-карбонатные (14-К и 16-К), а вторая – карбонатная (15-К). Регрессивный элемент образован карбонатной литомой 17-К. Таким образом, микроциклит образован двумя литомными парами, каждая из которых выглядит как самостоятельная циклитная единица с редуцированным по мощности трансгрессивным элементом. Однако, западнее литологический контраст двух нижних литом нивелируется. Так, на р. Лава латеральный сдвиг микрофаций на границе литом 14-К/15-К оказывается небольшим (вариации на границе микрофаций 4 и 3), особенно по сравнению со сдвигами на границах микроциклита. Далее к западу весь трансгрессивный элемент приобретает однородный толстоплитчатый характер и высокую карбонатность (р. Поповка - р. Сытке). Иными словами, сдвиг микрофаций на границе литом 14-К/15-К не прослеживается за пределы восточной и центральной подзон Волховской СФЗ. Это позволяет относить литомы 14-К – 16-К к циклическим вариациям 6-го порядка, осложняющим микроциклиты.

Микроциклит 9. Трансгрессивный элемент данного циклита в разрезах Ладожского глинта представлен пачкой переслаивания известняков и глин (путиловская пачка). На фоне общего утонения карбонатных и утолщения глинистых слоёв к кровле, внутри пачки наблюдается чередование интервалов более массивных и карбонатных с относительно тонкослоистыми и глинистыми. Аналогично микроциклиту 8, данные мелкие пачки не прослеживаются за пределы восточной и центральной подзон Волховской СФЗ и относятся к циклическим вариациям 6-го порядка. Иную природу имеет усложнение регрессивного элемента, наблюдаемое в разрезе Лава-15. Здесь в средней части литомы 19-К появляются аномально разглиненные породы (мергели), содержащие ГМК. Данные породы представляют собой периферические литотипы «оолитовых слоёв», для которых характерны аномальные и ограниченные по латерали скачки содержания алеврито-глинистого компонента. В других разрезах данного интервала, в т.ч. в разрезе Лава-23, такого разглинивания уже нет.

9.3. МЕЗОЦИКЛИТЫ

Мезоциклиты целесообразно реконструировать по регрессивным литомам, т.к. облик проксимальных микрофаций более выдержан по разрезу, чем облик дистальных. Всего в кундаском горизонте диагностированы три мезоциклита, состоящие из трансгрессивного и регрессивного рядов микроциклитов (трактов). Для трансгрессивного тракта характерно усиление глубоководности циклитов вверх, для регрессивного – наоборот.

1. Нижний мезоциклит охватывает интервал от подошвы горизонта до кровли нижнего «оолитового слоя» (или его латеральных аналогов без железистых оолитов) и объединяет три микроциклита, фациальная изменчивость которых по вертикали может быть оценена только в «фоновых» фациях. *Трансгрессивный тракт* выделяется в объёме циклитов ЦТ-1 и ЦТ-2, связанных разглиниванием регрессивных литом вверх. Максимальному затоплению отвечает нижняя часть литомы 2-К (подзона *A. expansus robustus*) с наиболее мощными прослоями глин и наиболее тонкими и глинистыми прослоями известняков. *Регрессивный тракт* объединяет ЦТ-3 и ЦТ-4 с обратным трендом и сильной редукцией глинисто-карбонатных литом (4-К и 6-К). Максимальное обмеление фиксируется в литоме 7-К (нижняя часть слоёв с *A. raniceps s.s.*), в разрезе Лынна-1 сложенной наиболее карбонатными фациями с глауконитом и фосфатными диастемами. Западнее разреза Лынна-1 с этой литомой связан максимум площадного распространения Fe-оолитов.

2. Средний мезоциклит выделяется в объёме основной части утриаской/званковской пачек, т.е. в интервале литом 8-К – 17-К (восточные и переходные разрезы) и литом 1-U – 5V (западные разрезы). Нижняя граница поверхность затопления III-го порядка, в западных разрезах разделяющая вокаскую и утриаскую пачки. *Трансгрессивный тракт* (или агградационный) образуют микроциклиты ЦТ-5 и ЦТ-6, сложенные наиболее глинистыми и илистыми микрофациями, со слабым усилением этих признаков вверх. Максимуму затопления отвечает глинисто-карбонатная литома 10 (кровля слоёв с *A. raniceps s.s.*). *Регрессивный тракт* представлен более карбонатными циклитами ЦТ-7 и ЦТ-8 с ярко выраженным трендом «глина→карбонат»+«ил→биокласты». Карбонатные литомы 13-К и 17-К (т.н. «нижние кости» и «верхние кости»), образующие регрессивные элементы данных циклитов, демонстрируют максимальную для кундаского горизонта амплитуду регрессивного сдвига микрофаций. Данные литомы сложены в верхних частях слоями ультра-конденсированных биокластовых пакстоунов-грейнстоунов с реликтами осадков «первого цикла».

3. Верхний мезоциклит выделяется в объёме литом 18-К – 27-К (восточные и переходные разрезы) и в синхронном им интервале слоёв 6-U – 11-V (западные разрезы), т.е. в интервале от подошвы акмезоны *Asaphus striatus* до кровли горизонта. Подошва мезоциклита проводится по поверхности затопления FS-8, выше которой микроциклиты приобретают более глинистый состав. Трансгрессивная серия достоверно объединяет ЦТ-8 и ЦТ-9; максимум затопления отвечает литоме 18-О (глинисто-карбонатные силламяэская/путиловская пачки). Регрессивная серия достоверно объединяет ЦТ-11 – ЦТ-13 общими трендами «глина→карбонат», «ил→биокласты».

С данным мезоциклитом связано изменение облика дистальных микрофаций, которое произошло где-то на уровне слоёв с *Asaphus minor*. Так, глинисто-карбонатные литомы 18-К и 20-К демонстрируют «волховско-кундаские» признаки усиления глубоководности фаций – появление прослоев глин, увеличение их мощности/количества на фоне слабо растущей глинистости карбонатных прослоев. Напротив, глинисто-карбонатная литома 22-К демонстрирует уже азерискую модель – возрастание глинистости известняков на фоне почти полного отсутствия прослоев глин.

Аномалии в строении микро- и мезоциклитов. Несмотря на близкую геометрию фациальных кривых в разных разрезах, они обладают и рядом отличий, обусловленных фациальными и, по-видимому, тектоническими причинами. К фациальным явлениям относится постепенное исчезновение «второстепенных» трансгрессивных пиков в интервале В_{IIIβ} (литомы 14-16-К, пики внутри путиловской/силламяэской пачек) с востока на запад, обусловленное переходом в более карбонатные и конденсированные фации.

Палеотектоническими причинами объясняются различия в фациальном составе, динамике фациальных изменений и строении микроциклитов подгоризонта В_{IIIγ}, наблюдаемые между карбонатной и глинисто-карбонатной ЛФЗ. Так, отмечается несоответствие между фациальной амплитудой и протяжённостью трансгрессивных пиков В_{IIIβ} и В_{IIIγ}. Трансгрессивный максимум В_{IIIβ} (путиловская/силламяэская пачки) прослеживается вдоль глинта на расстояние около 350 км. Трансгрессивные пики В_{IIIγ}, сложенные сходными или даже более дистальными литотипами (литомы 20-К, 22-К), однако, западнее глинисто-карбонатной ЛФЗ прослеживаются с трудом. При этом контрастная граница ЦТ-9 и ЦТ-10 существует только в разрезах глинисто-карбонатной ЛФЗ (р. Лава, Волхов). Эти особенности связаны с быстрым, но малоамплитудным прогибанием данной территории в конце эпохи *Asaphus minor*, которое являлось частью среднеордовикских эпейрогенических перекосов приглинтовой полосы с запада на восток и обратно (см. главу 11). Циклитные границы ниже и выше слоёв с *Asaphus minor* уверенно прослеживаются как в карбонатной, так и глинисто-карбонатной ЛФЗ, т.е. в

пределах разных тектонических блоков; это указывает на «внешний» характер циклогенеза, по-видимому – эвстатический.

9.4. СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ

А.В. Дроновым (Дронов, 1997; Dronov & Holmer, 1999) ордовикские отложения Балтоскандии расчленены на 10 осадочных секвенций, интерпретированных как циклы третьего порядка относительного изменения уровня моря, продолжительностью от 4-5 до 9-10 млн. лет. Границы секвенций проведены по региональным поверхностям перерыва. Кундаский горизонт интерпретирован как кундаская секвенция, включающая проградационный тракт низкого стояния (нижний «оолитовый слой» и его стратиграфические аналоги), ретроградационный трансгрессивный тракт («ортоцератитовый известняк») и слабо проградационный тракт высокого стояния (верхний «оолитовый слой» и его стратиграфические аналоги). В данной работе наличие трёх асимметричных ТСС не подтверждается. Выделенные здесь мезоциклиты имеют примерно симметричное строение и, возможно, соответствуют циклам III-го порядка (т.е. классическим секвенциям); кундаская секвенция в этом случае будет отвечать циклу II-го порядка.

1. Стратиграфический интервал нижнего «оолитового слоя», строго говоря, не имеет проградационного строения (Исхюль, 2004). Такая интерпретация, по-видимому, основана на строении вокаской пачки, для которой характерно строгое увеличение размера и степени совершенности гётитовых оолитов вверх. Поскольку в сторону палеобассейна размер оолитов уменьшается и они сменяются псевдо-оолитами, то обратная последовательность в вертикальном разрезе была интерпретирована как регрессия (Sturresson et al., 1999). Однако, как установлено здесь, в основании кундаского горизонта лежит базальная литома 1-К, ограниченная сверху резкой поверхностью затопления FS-1. Эта поверхность литологически и биостратиграфически прослеживается, в том числе, внутри нижнего «оолитового слоя» (вблизи его подошвы). Исходя из данных (Sturresson et al., 1999), при пересечении данной поверхности затопления можно было бы ожидать уменьшения размера и степени совершенности оолитов, или даже их исчезновение. Однако, наблюдается обратное – смена псевдо-оолитов на мелкие оолиты. Это указывает на сомнительное значение гётитовых микроконкреций как индикаторов фациальных сдвигов. Исходя из наличия в подошве горизонта литомы 1-К и поверхности затопления в её кровле, можно утверждать, что интервал нижнего «оолитового слоя» состоит из трёх микроциклитов со следующими соотношениями: ретроградационным между ЦТ-1 и ЦТ-2 и проградационным между ЦТ-2 и ЦТ-3.

Нужно также отметить, что в секвенциях пассивных окраин проградационный ТНС формируется сначала на стадии падения, а затем – на стадии подъёма уровня моря. Проградация ТНС обусловлена превышением скорости заполнения пространства аккомодации осадком над скоростью подъёма уровня моря. Отмечено (Rasmussen et al., 2008), что в эпикратонном холодноводном палеобассейне Балтоскандии такой сценарий истощения пространства аккомодации был бы невозможен из-за медленного осадконакопления и удалённости источников сноса. В таких условиях целесообразно выделять трансгрессивно-регрессивные секвенции только с двумя трактами – трансгрессивным (ТТ) и регрессивным (РТ) (Embry, 1993, 2002).

2. Выделение трансгрессивного тракта в объёме «ортоцератитового известняка», противоречит наличию регрессивных пиков в его средней части (пласты нижние и верхние «кости»). Регрессивные сдвиги на этих уровнях обладают максимальной амплитудой для внутренней части кундаского горизонта.

3. Верхний «оолитовый слой» не может быть напрямую связан с регрессивной последовательностью в $V_{III\gamma}$. Нарастание регрессивности в $V_{III\gamma}$ фиксируется с подошвы зоны *sulevi-ingrianus*, однако, ГМК верхнего «оолитового слоя» появляются уже более низких стратиграфических уровнях. При этом наиболее крупные оолиты приурочены лишь к низам $V_{III\gamma}$.

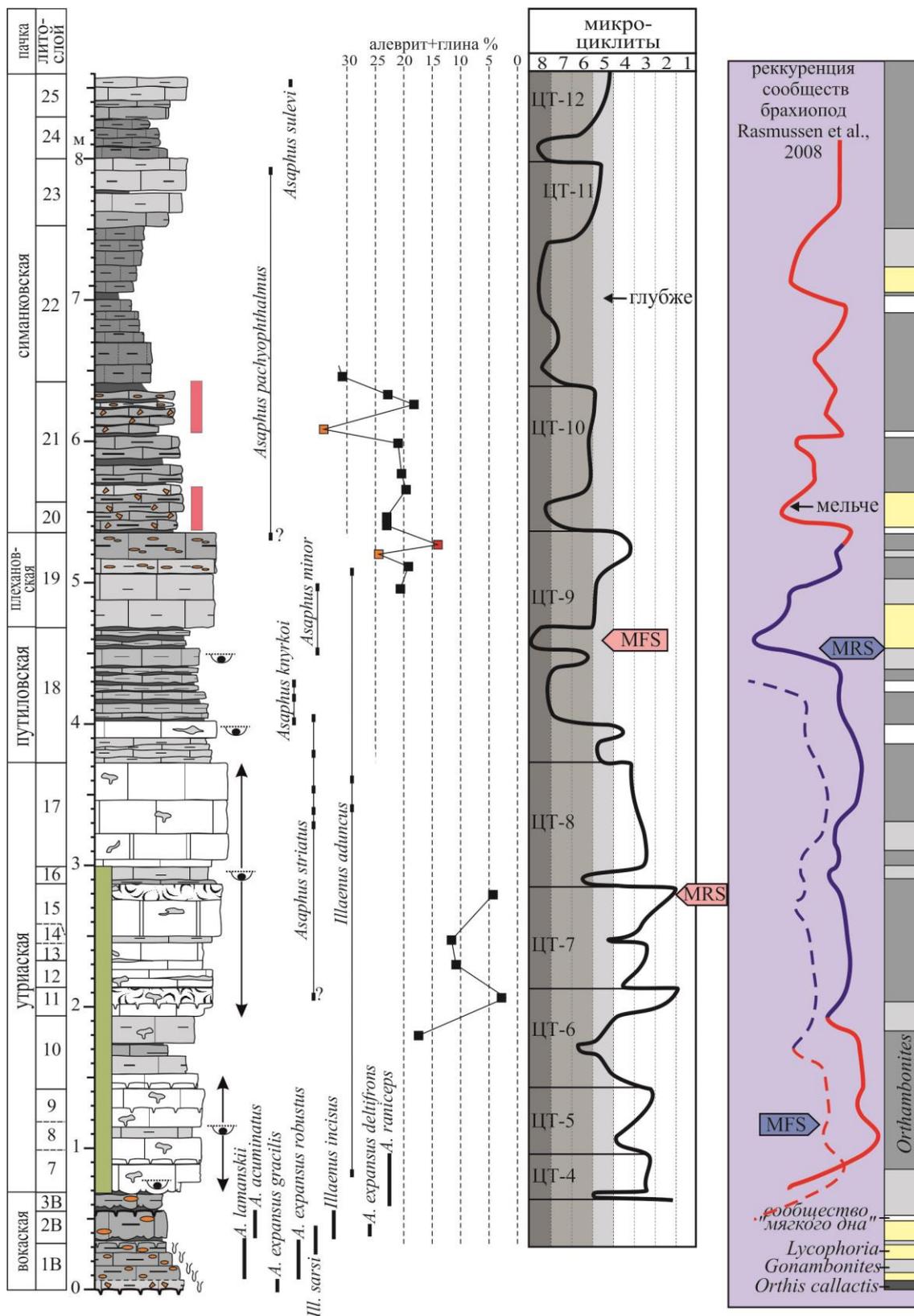
Расмуссен с соавторами (Rasmussen et al. 2008) представили схему экостратиграфического расчленения кундаского горизонта северной Эстонии и Ленинградской области по брахиоподам. Работы проводились на р.р. Лынна и Лава ($V_{III\alpha}$ и нижняя часть $V_{III\beta}$), в карьере Путилово (почти весь горизонт), на глинте у Сака и Харку ($V_{III\alpha}$ и нижняя часть $V_{III\beta}$). С использованием кластерного анализа и смещённого анализа соответствий ими были выделены пять брахиоподовых сообществ и проведена их относительная батиметрическая интерпретация: мелководное сообщество *Lycophoria*, переходное сообщество *Gonambonites* и два глубоководных сообщества *Orthis callactis* (мягкий субстрат) и *Orthambonites* (твёрдый субстрат). Особое, пятое сообщество было отмечено в прослоях мергеля в Путиловском карьере. Авторы считали, что сообщества отражают совокупное влияние глубины и характера субстрата. По рекурренции сообществ выделены циклы затопления-обмеления 3-го и 4-го порядков; кундаская секвенция интерпретирована как цикл 2-го порядка. Работа (Rasmussen et al. 2008) представляет собой безусловный интерес для кундаской биостратиграфии, однако, содержит ряд ошибочных представлений и подходов, негативно сказавшихся на интерпретации материалов.

1) Глинисто-карбонатные микрофаии интерпретированы как мелководные, а карбонатные – как глубоководные, что противоречит обилию в последних диаем и следов рецилинга (признаки эпизодической гидродинамической активности), начисто отсутствующих в глинисто-карбонатных фаиях. Модель илистых темпеститов, использованная для глинисто-карбонатных фаий, не обоснована фактическими наблюдениями и потому декларативна. Понимание текста затрудняется тем, что авторы пишут об увеличении *глубоководности* кундаских отложений вдоль глинта на восток, тем самым соглашаясь с традиционной схемой фаиальной зональности (Мянниль, 1966; Jaanusson, 1973, 1977). Однако, карбонатность кундаских отложений растёт как раз в обратном направлении.

2) Батиметрическая и субстратная интерпретация сообществ брахиопод оторвана от седиментологических признаков вмещающих пород. Сопоставление литостратиграфических (данная работа) и биостратиграфических (Rasmussen et al. 2008) данных по Путиловскому карьере позволяет заметить, что «глубоководное» сообщество «*Orthambonites*» имеет очень широкий литофаиальный диапазон – от проксимальных грейнстоунов (микрофаия 1) до дистальных глин и мергелей (литофаия 8). Чуть меньший диапазон демонстрируют сообщества «*Lycophoria*» и «*Gonambonites*». Первое больше тяготеет к сильно-алевроглинистым литотипам, последнее – к средне-алевроглинистым. Использование настолько эврифаиальных сообществ для реконструкции колебаний уровня моря явно неудачно. Сообщество «*Orthambonites*» отнесено к обитателям «твёрдого дна»; однако, в большинстве литотипов наблюдаются ихнотекстурные признаки только «мягкого дна».

Эврифаиальность сообществ «*Lycophoria*», «*Gonambonites*» и, особенно, «*Orthambonites*» не позволяет считать их рекуррентность циклами затопления-обмеления. Тем не менее, по-видимому, трансгрессивно-ререссивные события оказали некоторое влияние на конфигурацию брахиоподовой кривой. Так, пики лито- и биофаиальных кривых совпадают в слоях с *Asaphus minor* (плекановская пачка и смежные слои), что, по-видимому, обусловлено сильным фаиальным контрастом данного интервала. В нижележащей утриаской пачке лито- и биофаиальные кривые находятся, на первый взгляд, в противофазе. Однако, если опустить биофаиальную кривую на 0,2 м ниже (пунктирная кривая), левые пики начинают совпадать – вероятно, на стадии сбора материала возникла ошибка в привязке. Тем не менее, даже в этом случае кривые заметно различаются по относительной амплитуде пиков (биофаиальная кривая невыразительна) и общей направленности изменения. Совпадения получены за счёт рекуррентности

сообществ «*Lycophoria*» и «*Gonambonites*», не имеющей, однако, системного характера. В симанковской пачке и основной части путиловской пачки кривые не совпадают.



9.3. Сопоставление литофациальной и биофациальной кривой по Путиловскому карьеру. Брахиоподовая кривая зеркально отражена; красным отмечены сегменты, изменённые при

масштабировании. MRS и MFS – поверхности максимального обмеления и затопления в данной работе (розовые) и в работе Rassmussen et al. 2008 (синие). Литологические обозначения см. рис. 6.3.

9.5. КОРРЕЛЯЦИЯ КОНДОНТОВЫХ И ТРИЛОБИТОВЫХ ЗОН ПО МИКРОЦИКЛИТАМ

Большинство циклитных границ и ассоциирующих с ними маркирующих уровней (поверхностей перерыва и др.) прослеживаются на расстояние более 300 км от р. Лынна на востоке Ленинградской области до р. Сытке в восточной Эстонии:

1) Регрессивный максимум в подошве кундаской секвенции. Маркирован хардграундом/фирмграундом Кп-1 (Иванцов, 1990; Dronov, Holmer, 1998).

2) Поверхность затопления в подошве ЦТ-3. Отвечает кровле нижнего «оолитового слоя» или его аналогов без оолитов.

3) Поверхность затопления в подошве ЦТ-5. В разрезах карбонатного типа (Сытке, Копорье, Поповка) данный уровень совпадает с кровлей серии фосфатных фирмграундов и интервала с крупным глауконитом.

4) Регрессивный максимум в кровле ЦТ-6. Отвечает пласту «кости нижние» (= второй «белый слой» по В.В. Ламанскому, 1905), представляющему собой горизонт регрессивной конденсации (Искюль, 2013).

5) Регрессивный максимум в кровле ЦТ-7 (пласт «кости верхние»). Отвечает пласту «кости верхние» – второму горизонту конденсации (Искюль, 2013). В 5-10 см выше находится уровень исчезновения макроскопического глауконита; над этим уровнем глауконит встречается, главным образом, в виде очень мелких бледно-зелёных псевдоморфоз по биокластам.

6) Поверхность затопления в подошве ЦТ-9 (подошва силламяэской/путиловской пачек). Слабо диахронна и поднимается вверх по разрезу в сторону более западных разрезов глинта.

7) Поверхность максимального затопления внутри ЦТ-9 (кровля силламяэской/путиловской пачек). Уровень характеризуется значительным продвижением глинисто-карбонатных фаций на запад (более 300 км).

8) Регрессивный пик в кровле ЦТ-9. В разрезах карбонатного типа (Сытке, Копорье, Поповка) маркирован серией сближенных фосфатных фирмграундов/хардграундов.

8) Подошва регрессивной литомы (поверхность обмеления) ЦТ-11.

9) Регрессивный максимум в кровле кундаской секвенции. Маркирован хардграундом/фирмграундом As-1 (Иванцов, 1997; Dronov, Holmer, 1998).

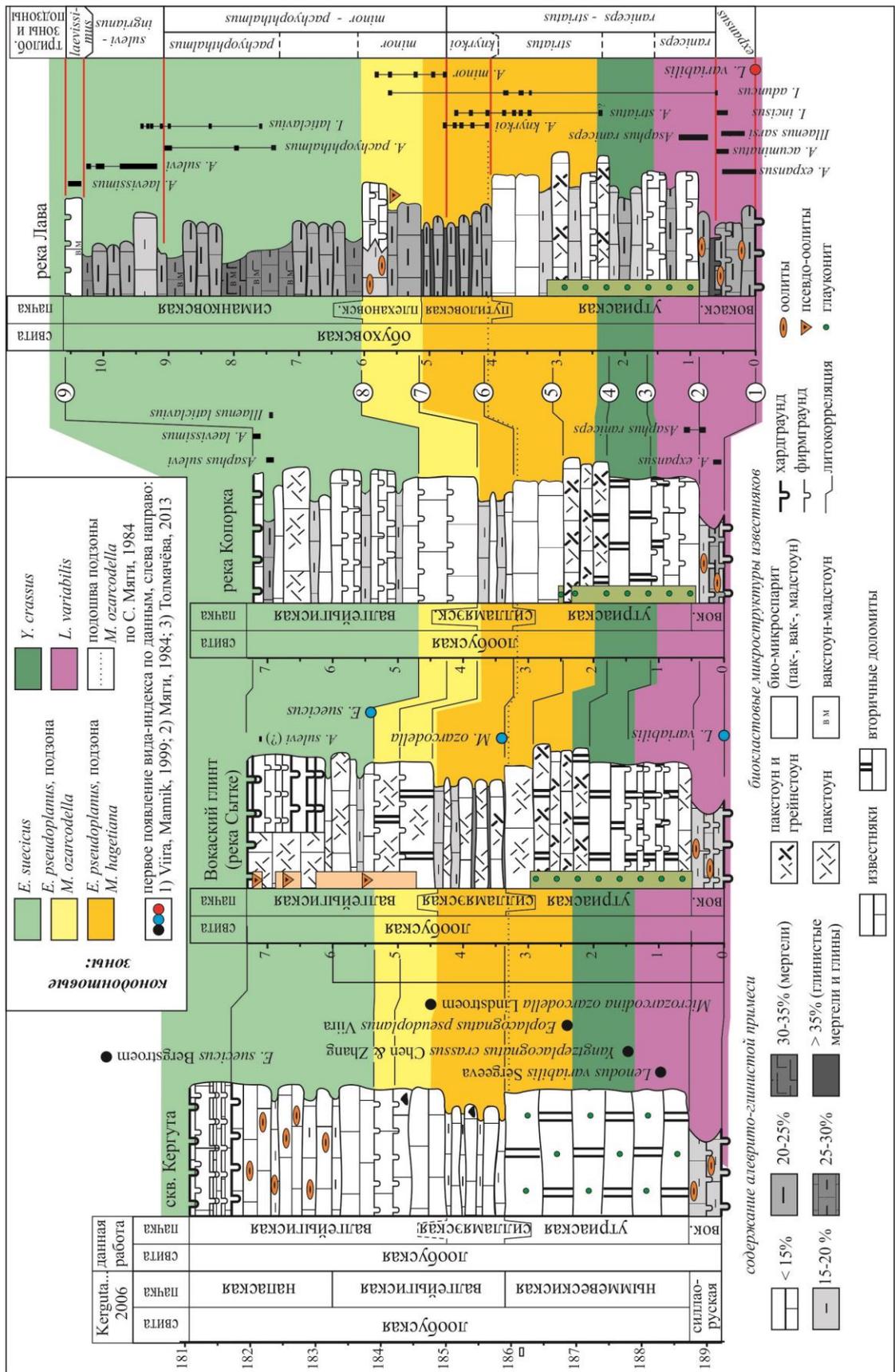


Рис. 9.4. Литостратиграфическое сопоставление конodontовых зон восточной Эстонии и трилобитовых зон южного Приладожья в интервале кундаского горизонта

Использование этих уровней позволяет сопоставить трилобитовое расчленение кундаского горизонта Южного Приладожья и конодонтовое расчленение Эстонии (по скв. Кергута; Viira, Mannik, 2006). На территории Ленинградской области из-за отсутствия видов-индексов не определены нижние границы конодонтовых зон *crassus* и *pseudoplanus* (Толмачева, 2013).

Подошва конодонтовой зоны *crassus* располагается в скважине Кергута на высоте 0.8 м над подошвой утриаской пачки. По данным циклитной корреляции этот уровень лежит чуть ниже границы ЦТ-5 и ЦТ-6 и несколько выше кровли слоёв с *Asaphus raniceps*.

Подошва конодонтовой зоны *pseudoplanus* по своему положению в скважине Кергута отвечает границе ЦТ-6 и ЦТ-7 (кровля пласта «нижние кости» или «2-го белого слоя»). Таким образом, данный уровень совпадает с подошвой слоёв с *Asaphus striatus*.

Подошва конодонтовой зоны *suecicus* на Вокасском глинте (разрез Онтика) по версии С. Мяги (1984) расположен на высоте 5,4 м над подошвой кундаского горизонта. Этот уровень отвечает регрессивному пику в кровле ЦТ-9, маркированному серией сближенных фосфатных хардграундов-фирмграундов. В свою очередь, кровля регрессивной литомы ЦТ-9 отвечает в разрезах Южного Приладожья кровле слоёв с *Asaphus minor*. Однако, в настоящее время положение нижней границы зоны *suecicus* требует уточнения, т.к. есть данные о появлении вида-индекса как с верхней части кундаского (Viira & Männik, 1999), так и с нижней части азериского горизонта (Viira et al. 2001; Viira, 2011; Толмачева, 2013).

10. КУНДАСКИЙ ГОРИЗОНТ В СТРУКТУРНО-КАРТИРОВОЧНЫХ СКВАЖИНАХ

Южнее глинта (Ленинградская, Псковская, Новгородская области) кундаский горизонт вскрыт многочисленными скважинами, пробуренными в ходе геолого-съёмочных и поисковых работ в 40-70-е г. XX века. К сожалению, их общей чертой является недостаточно детальное расчленение и низкое качество литологической документации. Так, в описаниях практически никогда не фиксировались поверхности перерыва (являющиеся стратиграфическими и фаціальными маркёрами в Балтоскандийском ордовике), а прослой глин не отличались от парастилолитов. Кроме того, каждый документатор обладал своим пониманием терминов «глинистый», «доломитизированный», «мелкозернистый», «тонкослоистый» и т.п. По этим причинам точно установить в этих скважинах границы горизонтов и их литологическое содержание невозможно. Однако, определённая возможность для переинтерпретации фондовых материалов всё же есть. Во-первых, нередко наблюдается сходство в мощности и положении границ пластов и пачек в тех скважинах, которые расположены внутри одной фаціальной зоны. Во-вторых, можно использовать яркие литологические признаки, как правило, отмечавшиеся документаторами – гётитовые оолиты, глауконит и прослой кукурситов. Используя эти особенности, автор попытался экстраполировать стратиграфические границы из изученных опорных разрезов в старые скважины. В-третьих, учитывая тесную связь между обстановками седиментации, с одной стороны, и составом и мощностью накапливавшихся в них осадков, можно судить о литологии разрезов по полученным значениям мощности горизонтов.

Ижорское плато. Интерес здесь представляют скважины Грязно-576 и Сиверская, наиболее удалённые от глинта (~ 45 км). Они отстоят друг от друга на 8 км и должны, в целом, дублировать друг друга. Скважина Сиверская отличается только большей мощностью интервала с гётитовыми оолитами в азериском горизонте и доломитизацией карбонатной части разреза. В пределах Эстонской СФЗ с нижней границей кундаского горизонта может быть сопоставлена подошва нижнего «оолитового слоя» при условии, что она подстилается типичными известняками толщи «фризов», опознаваемыми по обильным зёрнам глауконита и сероцветности. В скважине Сиверская при бурении был почти полностью утрачен нижний «оолитовый слой»; мелкие гётитовые оолиты были зафиксированы на глубине 125.5 м, но их принадлежность к «слою» не была установлена. В результате известняки с глауконитом (утриаская пачка кундаского горизонта) были отнесены к «глауконитовому известняку» (волховскому горизонту).

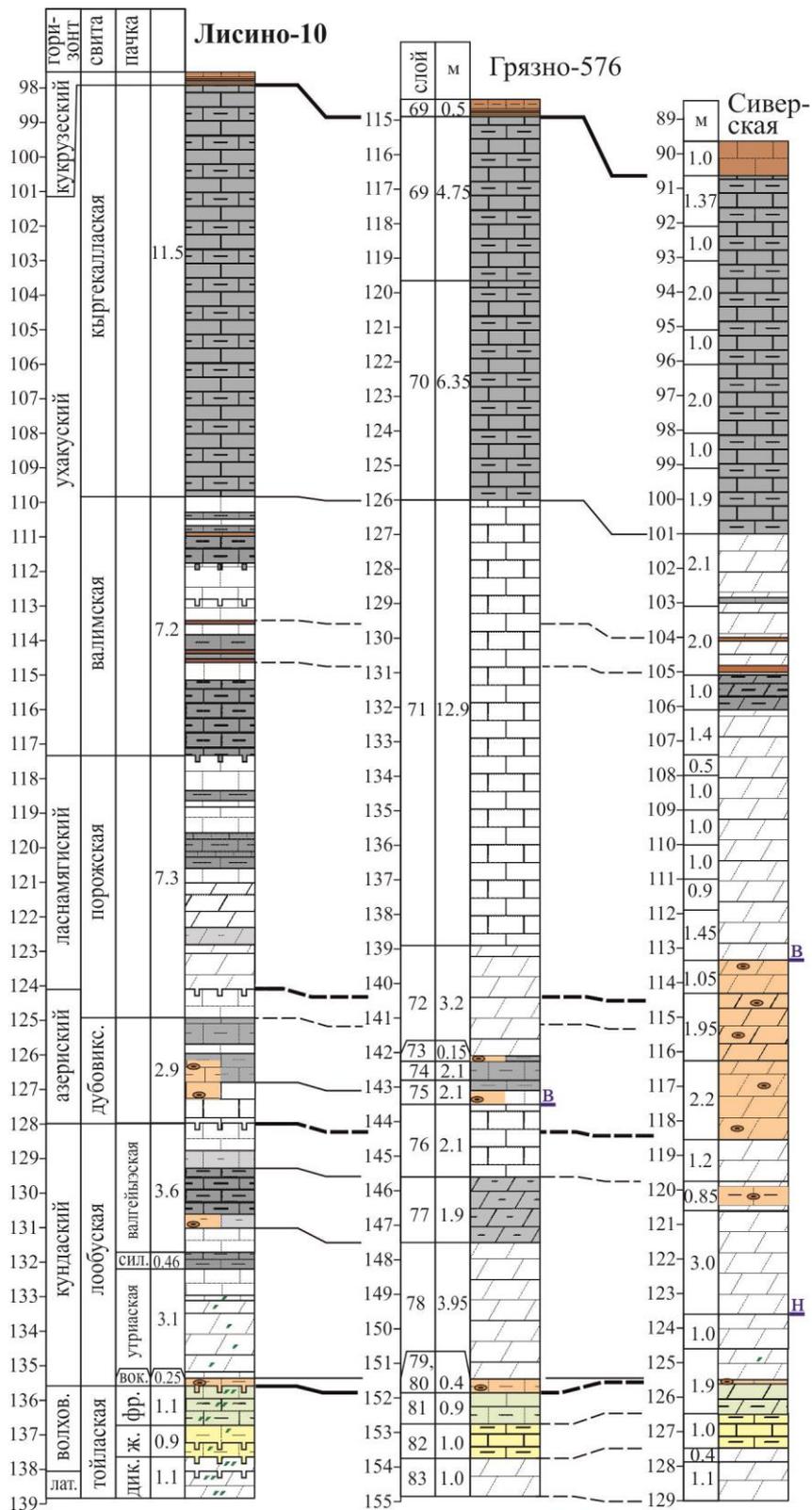


Рис. 10.1. Корреляция южных скважин Ижорского плато. Колонки скважин Сиверская и Грязно изображены по описаниям Селивановой и др. (1960ф) и Алиховой (1948ф), с интерпретацией автора. Условные обозначения см. рис.

Принадлежность прослоя с мелкими оолитами на глубине 125.5 в скважине Сиверская к нижнему «оолитовому слою» становится понятной при сопоставлении со скважиной Грязно-576, где последний хорошо выражен. Таким образом, нижняя граница кундаского горизонта в скважине Сиверская опущена почти на 2 м, до глубины 125.5 м.

Верхняя граница горизонта намечена в скважинах Грязно-576 и Сиверская на основе их сопоставления с детально изученной скважиной Лисино-10. От скважины Лисино-10 к скважине Грязно-576 могут быть прослежены следующие маркирующие уровни и интервалы: 1) нижний «оолитовый слой», 2) глинистая средняя часть валгейыэской пачки, 3) подошва средней пачки азериского горизонта, 4) подошва кыргекалласской свиты, 5) подошва вийвиконнаской свиты (= кукурузеского горизонта). От скважины Грязно-576 к скважине Сиверская прослеживаются уровни «1», «4» и «5», а от скважины Лисино - интервал с прослоями известковистого кукурсита в кровле. Сходство мощности волховского, лоообуско-валимского и кыргекалласского литокомплексов в указанных скважинах позволяет предполагать в них сходное положение и границ горизонтов. Графическая корреляция позволяет условно провести в скважинах Грязно-578 и Сиверская верхнюю границу кундаского горизонта на глубинах 144.3 м и 118.5 м, верхнюю границу азериского горизонта - на глубинах 144.3 м и 114.5 м.

Север Волховского плато и смежные части Девонского поля. Нижняя граница кундаского горизонта здесь проводится по тому же принципу – по подошве нижнего «оолитового слоя», если она подстилается известняками «фризов». На востоке глинта, однако, основная часть «слоя» утрачивает оолиты и увеличивается в мощности; «безоолитовый» интервал представлен хамонтовской пачкой (с обильным глауконитом) и лыннаской пачкой (без глауконита). Последняя в скважинах Кути-39, Раменье-81, Дяглево-95, Старково-107, Дяглево-99, НБ-157, Тобино-149, Теробонжье-132 может быть опознана как сероцветный интервал без глауконита, заключённый между «оолитовым слоем» (сверху) и известняками с глауконитом (снизу). Учитывая, что мощность хамонтовской части V_{IIIa} составляет 0.1-0.4 м, нижняя граница горизонта V_{III} должна располагаться в нескольких дециметрах ниже подошвы интервала без глауконита.

Отбивка нижней границы азериского горизонта при анализе фондовых источников является более трудным делом, т.к. с этим уровнем не связаны яркие литологические изменения. В отдельных скважинах Волховской возвышенности этот уровень может быть довольно точно установлен благодаря «вилке» биостратиграфических и литологических критериев.

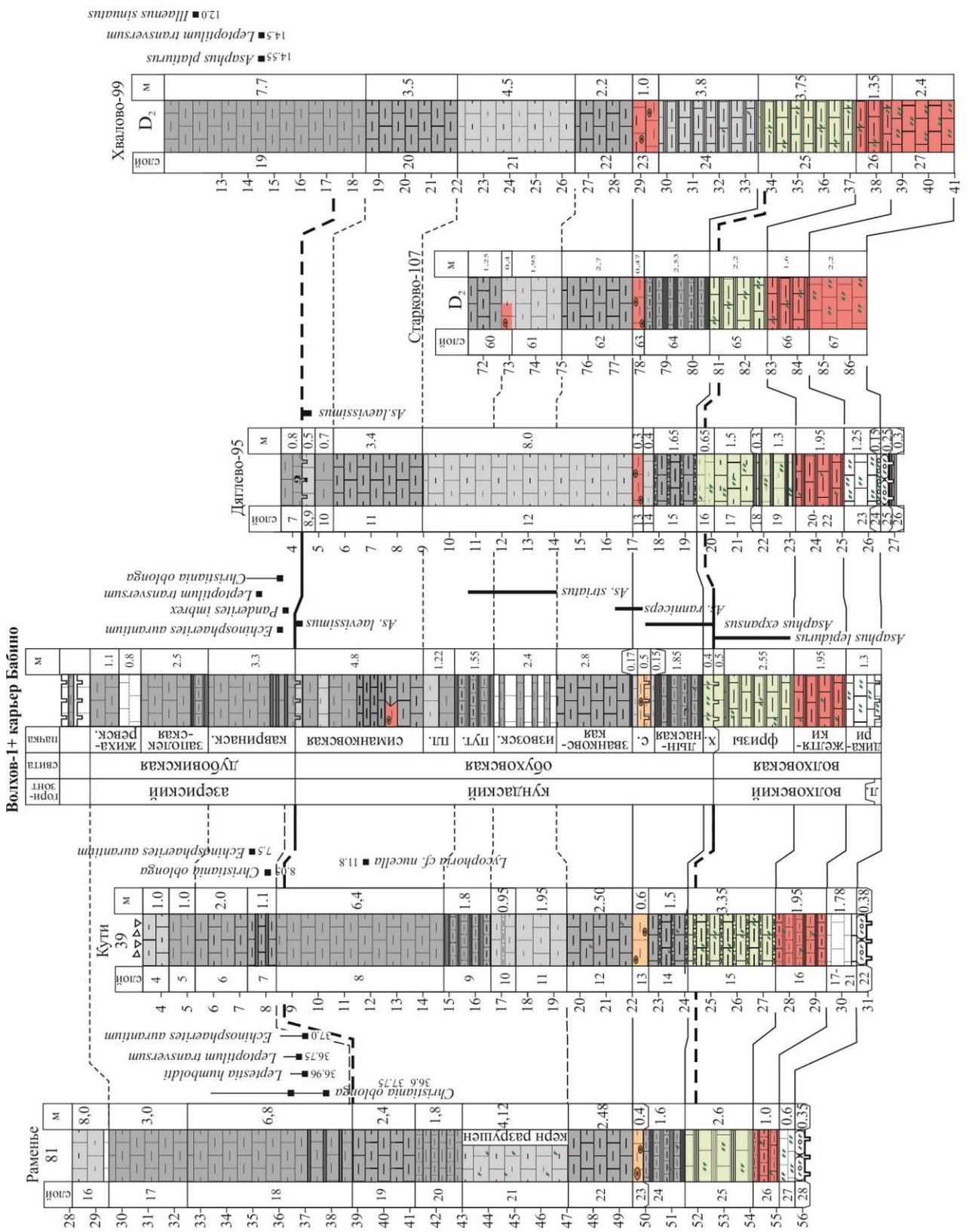


Рис. 10.2. Корреляция скважин северо-восточной части Волховского плато. Здесь и на рис. 10.3 литология скважин приведена согласно Селивановой и др. (1966ф), с интерпретацией автора; разрез волховской свиты карьера Бабино – по Иванцову и Мельниковой (1998).

Так, верхний «оолитовый» слой определённо имеет кундаский возраст при условии, что вышележащие отложения азерского горизонта представлены толщей глинистых известняков мощностью не менее 5 м (дубовикская свита). Такое строение разреза наблюдается повсеместно на севере Волховского плато и восточнее. Виды-индексы узкого вертикального распространения, маркирующие кровельную часть кундаского горизонта, в скважинах обнаруживаются редко. Это *Asaphus laevissimus* (скв. Дяглево-99) и *Asaphus eicwaldi* (= *A. sulevi* + *A. ingrianus*; скв. Бережки-135, Заречье-139).

В целом, нижняя граница азерского горизонта проводится между: а) уровнями находок кундаской фауны и/или уровнями с оолитами, б) уровнем появления типичной азерской фауны - *Iliaenus sinuatus* Holm, *Ladogiella* (cf.) *transversa* Pander, *Christiania oblonga* Pander, *Echinosphaerites aurantium* Gyllenhaal, *Leptestia humboldti* Verneuil.

Нижняя граница ласнамягиского горизонта в скважинах трудно определима из-за редкости ласнамягиских видов даже в обнажениях. Зато здесь может быть определён сопутствующий литостратиграфический маркёр, расположенный в 0.7 м ниже подошвы ласнамягиского горизонта – граница глинисто-карбонатной дубовикской и карбонатной порожской свит (см. главу Региональная стратиграфия).

По особенностям корреляции скважины Волховской возвышенности могут быть разделены на три группы. *Скважины первой группы* (рис. 10.2) расположены в пределах восточной подзоны Волховской СФЗ с наиболее глинистыми и мощными отложениями волховской, обуховской и дубовикской свит. В них могут быть опознаны следующие уровни и интервалы: 1) пачки «дикари», «желтяки» и «фризы» волховской свиты; 2) подошва лыннаской пачки, 3) кровля нижнего «оолитового слоя», 4) подошва извозовской пачки, 5) подошва путиловской пачки, 6) интервал с частыми глинистыми прослоями в подошве дубовикской свиты, 7) кровля дубовикской свиты. Нижняя граница кундаского горизонта проводится несколько ниже подошвы лыннаской пачки. Нижняя граница азерского горизонта проводится несколько ниже появления азерских видов-индексов, которые обычно многочисленны с самых низов этого горизонта (*Christiania oblonga* Pander, *Echinosphaerites aurantium* Gyllenhaal, *Leptestia humboldti* Verneuil, *Asaphus platyurus* Nieszk.). Дополнительным критерием проведения данной границы в скважинах Раменье-81 и Кути-39 является подошва интервала с частыми пропластками глин, расположенная примерно в 1 м выше в разрезах по р. Волхов. Верхняя граница дубовикской свиты определена только в скважине Раменье-81.

Скважины второй группы расположены на субмеридиональном профиле от разреза Волхов-1 на юг (рис. 10.3). В составе профиля имеются две скважины – Маршагино-127 и Заречье-132, последовательность керна в которых была в некоей степени нарушена при

его выемке. В обоих случаях это фиксируется по исчезновению со своего места нижнего «оолитового слоя». В первом случае был, по-видимому, перевернут 4-метровый рейс, в результате чего «слой» (и, по-видимому, некоторая часть «фризов») оказалась внутри утриаской пачки кундаского горизонта (глуб. ~ 65.5 м). Во втором случае «слой» был перемещён в пачку «желтяки». В колонках на рис. показано предполагаемое первичное расположение «слоя».

Нижняя граница кундаского горизонта здесь, за исключением разреза Волхов-1, практически совпадает с подошвой нижнего «оолитового слоя». Достоверных данных для выделения «безоолитовых» ниже-кундаских отложений нет, хотя они и предполагаются в скважине Бережки-135 по резкому уменьшению количества глауконита в кровле «фризов». Нижняя граница азериского горизонта может быть относительно точно установлена в скважине Заречье-139 на глубине 129.8 м в интервале мощностью 0.1 м между самым верхним прослоем с гётитовыми оолитами и первой находкой *Echinosphaerites aurantium* Gyll. Этот уровень может быть протянут севернее благодаря наличию ниже него маркирующего прослоя мергеля, который устанавливается также в скважинах Бережки-135 и Маршагино-127. В скважине Иконово-180 нижняя граница азериского горизонта проведена на глубине 154.5 м, т.к. в близкой по строению скважине Андреево-171 (не вошедшей на рисунок) на этом уровне найден *Asaphus laevissimus*.

В южном направлении наблюдается прогрессирующая редукция латорпско-ласнамягиского интервала, фиксируемая по всё более низкому (гипсометрически) появлению ухакусской фауны. Максимальная редукция наблюдается в ..км южнее глинта в скв. Крапивно-218, Кириши-197, Будогощь, Красный Ударник. Латорпско-ласнамягиский интервал там имеет мощность 18 м (скважина Крапивно-218) и выделяется высокой карбонатностью, а также наличием гётитовых оолитов также в азериско-ласнамягиских отложениях. При этом надо иметь в виду, что находки ухакусской фауны начинаются с подошвы вельской (?) свиты, сложенной глинистыми известняками и мергелями (т.е. литотипами, физические свойства которых позволяют легко находить и извлекать фоссилии), тогда как настоящая граница ласнамяги/ухаку может проходить ещё ниже.

В скважине Крапивно-218 в латорпско-волховском интервале может быть выделены: 1) фациальные аналоги тойлаской свиты мощностью около 1.2 м, 2) нижний оолитовый слой, маркирующий подошву кундаского горизонта, 3) приблизительное положение верхней границы азериского горизонта. Последняя проведена по отметке 281, сразу выше находок трилобитов поздне-азериского типа (*Asaphus cf. Holmi*). В 4,5 м выше появляется фауна ухакусского горизонта - *Xenasaphus devexus* и *Gymnograptus linnarsoni*.

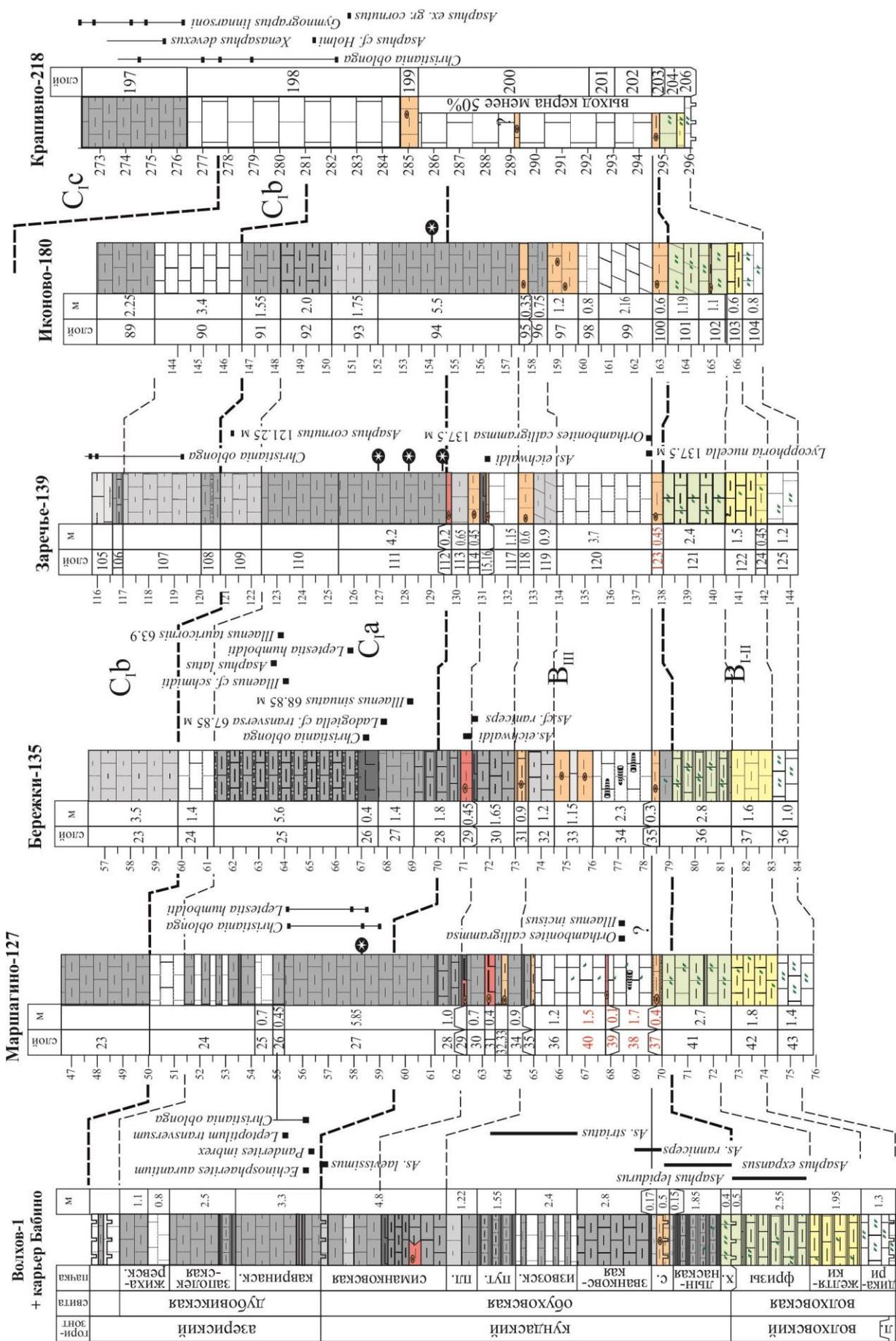


Рис. 10.3. Корреляция скважин восточной части Волховского плато.

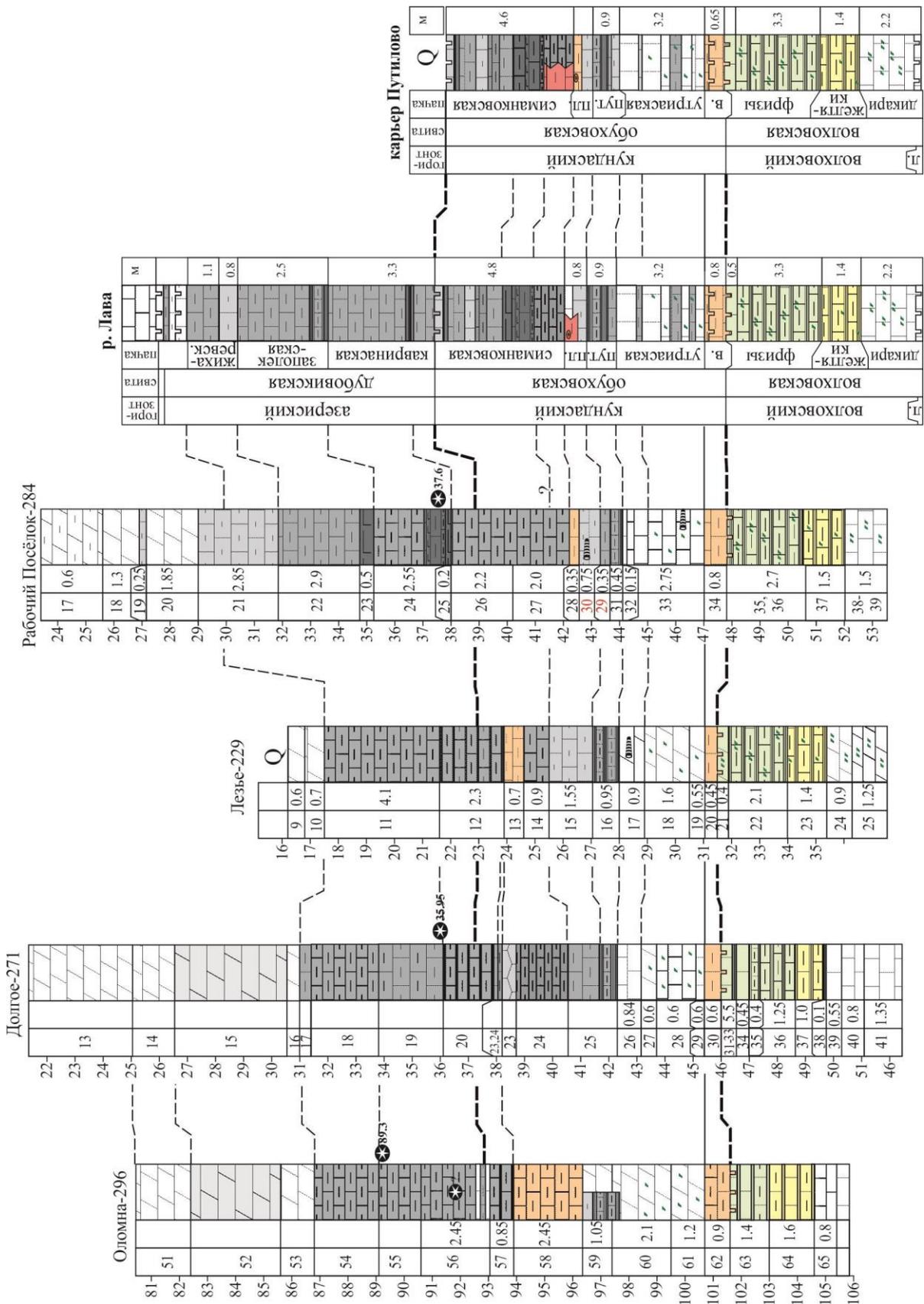


Рис. 10.4. Корреляция скважин северо-западной части Волховского плато. Литология скважин приведена согласно Недригайловой и др. (1965ф), с интерпретацией автора. Условные обозначения см. рис. 6.3.

Скважины третьей группы (рис. 10.4) расположены в районе Путиловского глинта и к югу от него. В них могут быть опознаны: 1) пачки «дикари», «желтяки» и «фризы» волховской свиты; 2) нижний «оолитовый слой», 3) путиловская пачка, 4) кровля дубовикской свиты. Нижняя граница кундаского горизонта проводится по основанию нижнего «оолитового слоя». Нижняя граница азериского горизонта (= дубовикской свиты) в скважинах Оломна-296, Долгое-271 и Лезье-229 проводится между кровлей верхнего «оолитового слоя» (и коррелируемых с ним уровней) и уровнями находок первых эхиносферитов посередине интервала мощностью 2 м. В скважине Рабочий Посёлок-284 этот уровень (а также кровля дубовикской свиты) определён относительно ниже- и вышележащих маркёров – кровли плехановской пачки и литологических комплексов дубовикской свиты – прослеженных от опорного разреза р. Лава.

Изменения в положении границ кундаского горизонта: резюме. Таким образом, нижняя граница кундаского горизонта значительно опущена в скважинах Сиверская (~125.5м), Кути (~24.4м), Бережки (~79.3м), Раменье (~52.0м), Хвалово (~33.5м). Верхняя граница значительно опущена в скважине Сиверская (~118.5м) и поднята в скважинах Кути (~8.5м), Маршагино (~59.5м), Бережки (~70.0м), Заречье (~129.6м), Раменье (~39.0м), Дяглево (~4.4м), Иконово (~145.5м), Оломна-296 (~93.0м), Лезье-229 (~23.0м), Рабочий Посёлок-284 (~39м).

11. ВЛИЯНИЕ ЭПЕЙРОГЕНЕЗА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАЦИЙ В РАННЕ-СРЕДНЕОРДОВИКСКОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ

Описанные в предыдущей главе различия в строении верхней части кундаского горизонта требуют своего объяснения в контексте возможностей применения циклостратиграфического метода. Теоретически эти различия могли быть обусловлены:

– Автоциклическим изменением фаций в рамках крупного эвстатического цикла колебания уровня моря. В этом случае динамика изменений и/или состав микрофаций на разных стратиграфических уровнях секвенции будет различной из-за того, что в ходе крупного эвстатического цикла будет неявно меняться целый комплекс факторов и параметров палеобассейна. Так, более высокая глинистость подгоризонта V_{III} восточных разрезов могла быть обусловлена усилением поступления терригенного материала, изменением направления его перемещения и т.п. Такие изменения сложно обосновать и объяснить.

– Изменением и фаций под воздействием эпейрогенеза – дифференцированных блоковых движений земной коры. В этом случае различия в строении разрезов напрямую обусловлены тектоническими изменениями топографии дна. Этот вариант сравнительно просто устанавливается на основе сопоставления карт мощностей/фаций для серии стратиграфических интервалов: если эвстатические колебания уровня моря не сопровождаются заметным изменением рисунка изопахит и фациальными перестройками, то эпейрогенез – наоборот.

В данной работе сделана попытка поставить различные типы разреза кундаского горизонта в контекст локальных эпейрогенических движений. Считается, что долговременные изменения мощностей/литофаций в эпиконтинентальном ордовикском палеобассейне Балтоскандии были обусловлены двумя факторами – эвстатическими колебаниями Мирового океана (Дронов, 1997, 2000; Dronov, Holmer, 2002) и вертикальными движениями земной коры (Мянниль, 1966; Ульст и др., 1982; Дмитровская, Хераскова, 1997). Малоамплитудные дифференцированные вертикальные (эпейрогенические) движения фундамента фиксируются на всему палеобассейну, во-первых, по клавишному перемещению депоцентров седиментации, во-вторых – по различиям в седиментационной архитектуре синхронных частей разреза. Так, пакерортский горизонт имеет трансгрессивное строение в эстонско-русской части глинта и регрессивное – в Ботническом грабене. Существенная роль эпейрогенических движений в распределении типов осадка и мощностей ордовикских отложений показана Мяннилем (1966), Ульст и др. (1982) и Дмитровской и Херасковой (1997) в масштабах,

соответственно, всего палеобассейна, его латвийской части и Московской синеклизы. Напротив, локальный ордовикский эпейрогенез на северо-западе России до настоящего времени не был предметом изучения, хотя эти исследования имеют принципиальное значение для интерпретации секвенс-стратиграфических данных.

При анализе дифференцированных блоковых движений методом карт изопакит/фаций интерпретация последних получается тем определённой, чем выше плотность сети разрезов/скважин, шире изучаемая территория и больше количество временных срезов. При попытке составления карт для кундаского горизонта приглинтовой полосы России выяснилось, что для получения их однозначной интерпретации необходимо расширить границы исследования как территориально, так и стратиграфически. Поэтому были составлены карты мощностей/литофаций для интервалов *Cordilodus lindstroemi* – *C. angulatus* (диктионемовые сланцы), *Paltodus deltifer* – *Prioniodus elegans* («глауконитовый комплекс» варангу-биллингена), *Oepicodus evae* – *Baltoniodus norrlandicus* («глауконитовый известняк»), кундаского, азериского, ласнамягиского и ухакусского горизонтов. Параллельно составлялись более детальные схемы для приглинтовой полосы России и более обобщённые – для северо-запада Русской плиты. Первые три интервала выбраны таким образом, чтобы максимально использовать данные по скважинам северо-запада России. Источниками данных являлись: 1) результаты личных исследований автора в приглинтовой полосе России и восточной Эстонии (5 скважин, 15 обнажений); 2) фондовые материалы, переинтерпретированные по результатам полевых исследований, 3) опубликованная литература.

11. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДЕПОЦЕНТРОВ СЕДИМЕНТАЦИИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ В РАННЕМ И СРЕДНЕМ ОРДОВИКЕ

Пакерортский горизонт. Основные черты топографии, лито- и биофациальной зональности пакерортского бассейна на данной территории освещены в работах Р.М. Мянниля (1966), Т.Н. Давыдовой и Ц.Л. Гольдштейна (1960), Хейнсалу (...) и Л.Е. Попова и др. (1989). Отложения приурочены к субширотному прогибу, примерно параллельному южному склону современного Балтийского щита. К югу от глинта пакерортские отложения довольно быстро выклиниваются. Особенный интерес для палеогеографических реконструкций в нём представляют «диктионемовые» аргиллиты, которые являются маркёрами глубоких (ниже базиса штормовых волн) стагнированных обстановок. В Эстонии и ЛО «диктионемовые» аргиллиты развиты только вдоль Балтийско-Ладожского глинта; их мощность увеличиваются в глинту, т.е. в сторону осевой части прогиба. В наиболее мощных (приглинтовых) разрезах «диктионемовых»

аргиллитов выделяются две пачки – нижняя (пачка переслаивания аргиллитов и песчаников) и верхняя (аргиллитовая).

В дополнение к данным указанных авторов нужно добавить следующее. Детальная литостратиграфия «диктионемовых» аргиллитов на Ижорском плато показывает, что выклинивание пакерортского горизонта к югу реализуется по модели кровельного прилегания. При этом нижняя пачка позволяет наблюдать фациальный переход к «оболовым песчаникам», а верхняя пачка выклинивается ещё до появления признаков фациального замещения.

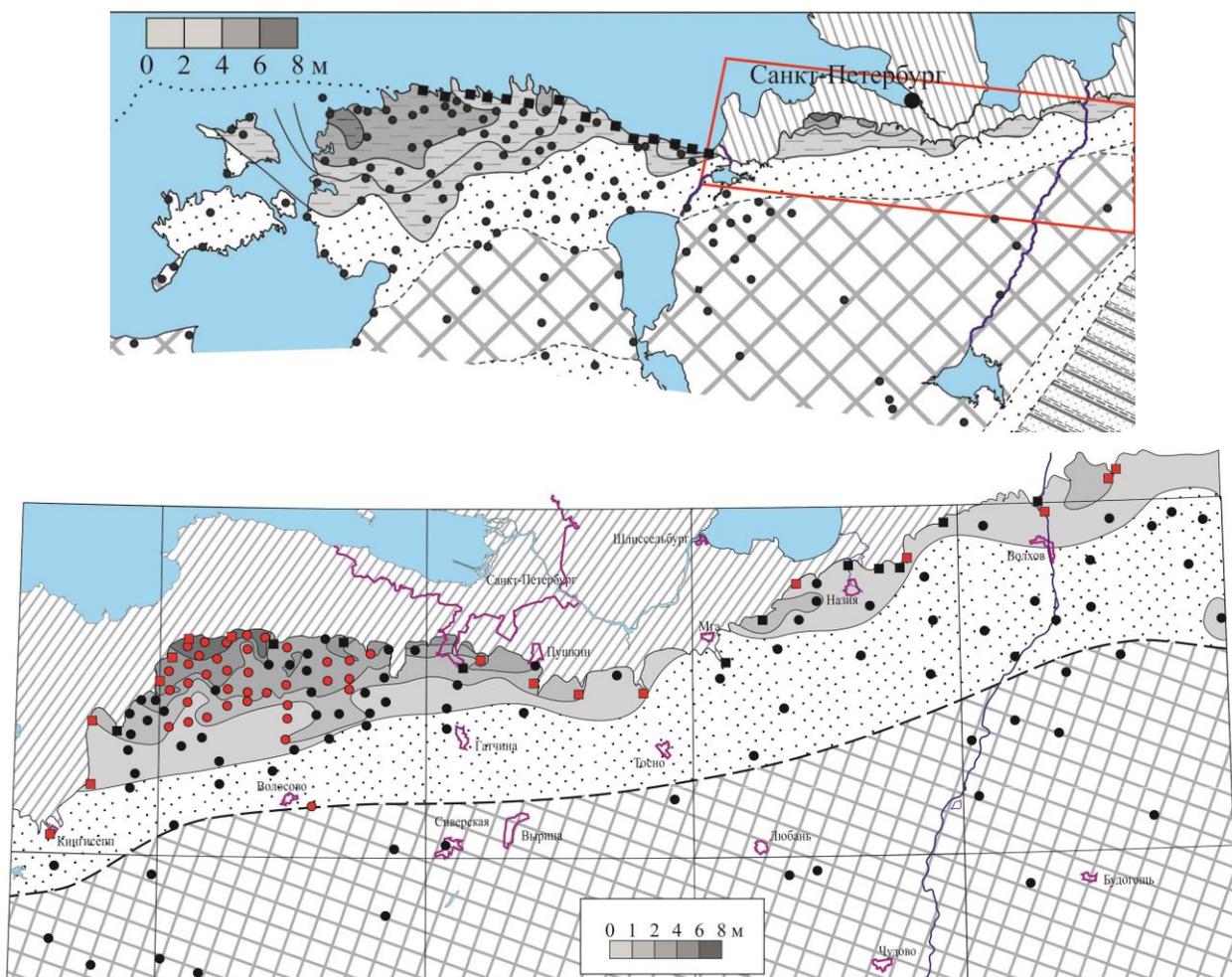


Рис. 11.1. Распространение и мощность интервала с «диктионемовыми» аргиллитами пакерортского горизонта в масштабе северо-запада Русской плиты (вверху) и приглинтовой полосы России (внизу). Составлено по: Ульст и др., 1980; Geology...1997 (Прибалтика); Бок, 1886; Попов и др., 1989, фондовым материалам и неопубликованным данным автора (Россия). Здесь и далее, кроме рис. 3, красным цветом выделены скважины и обнажения, изученные автором.

В приглинтовой полосе России и Эстонии выделяются четыре открытых на север черносланцевых депоцентра, выраженность которых уменьшается с запада на восток – на западе Эстонии, в районе Копорья, карьера Путилово и р. Волхов (рис. 1). Из них на северо-западе России детально изучен район Копорья, являвшийся объектом поисковых работ на уран, фосфориты и редкие металлы.

В восточной части Новгородской области (скв. Крестцы, Валдай, Пестово) вскрыты сходно построенные, но более мощные разрезы тремадока (Станкевич, 1961; Моисеенко, Александрова, 1963; Селиванова, 1971). Они начинаются с мелкозернистых песчаников и завершаются «диктионемовыми» аргиллитами, тонко переслаиваемыми с алевролитами и (в верхних частях) с серыми глинами. Распределение граптолитов (Обут и др., 1990) позволяет сделать вывод, что только нижняя часть «диктионемовых» аргиллитов имеет пакерортский возраст, тогда как верхняя должна быть отнесена к варангускому горизонту.

Варангуский и латорпский горизонты. На большей части рассматриваемой территории отложения этого интервала представлены экстремально конденсированным комплексом «глауконитовых песчаников». В приглинтовой полосе России и Эстонии мощность и стратиграфическая полнота комплекса, аналогично подстилающим «диктионемовым» аргиллитам, увеличивается к северу (Geology...; Ершова, 2008). Депоцентры тех и других весьма близки, что указывает на общность палеоструктурного плана (Исхюль, 2011). В депоцентрах комплекс содержит наиболее глинистые литотипы «глауконитовых песчаников» биллингена и, в подошве – отложения варангуского и хуннебергского возраста. Выклинивание варангуско-хуннебергских отложений к периферии депоцентров напоминает т.н. подошвенное налегание. Поскольку на северо-западе России выделение варангуско-хуннебергских отложений в скважинах возможно лишь в обнажениях (керны скважин, как правило, утрачены), то на картах они показаны вместе с биллингенскими. На территории Эстонии указаны суммарные мощности только хуннебергских и биллингенских отложений. Учитывая небольшой диапазон мощностей варангуской части «глауконитовых песчаников», эти различия несущественны.

Южнее глинта на обширной территории наблюдается сильная редукция «глауконитовых песчаников» до 0,2-0,5 м. Лишь на севере Новгородской области (скв. Васильчиково, Красный Ударник, Будогощь и др.) вскрыты нетипичные разрезы отложений ВХБ мощностью 1-2 м. В верхних 0,1-0,2 м этих разрезов прослеживается слой крупнозернистого глауконитового песчаника, насыщенного окатанным детритом лингулят. Нижняя часть разрезов (1 м – скв. Васильчиково, 2 м – скв. Выбити) представляет своего рода «переходные слои» к нижележащим отложениям, характеризующиеся уменьшением детрита и глауконита. По-видимому, данный комплекс

сформировался в результате совместного переотложения «глауконитовых песчаников ордовика» и подстилающих «оболовых» песков петсериской свиты верхнего кембрия.

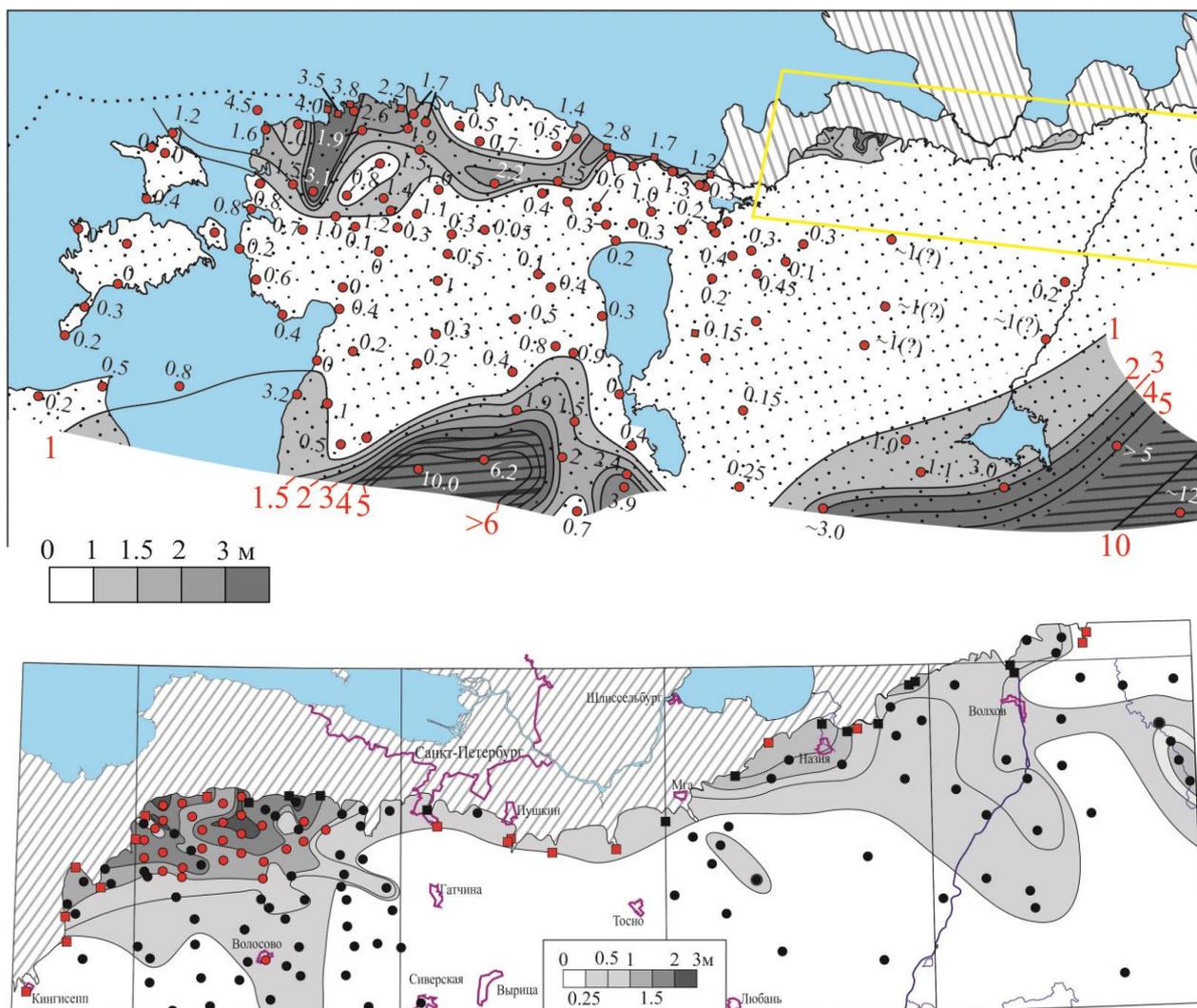


Рис. 11.2. Мощности и литофации леэтсеской свиты и её стратиграфических аналогов на северо-западе ВЕП (вверху) и в приглинтовой полосе России (внизу).

В сторону Валдайского (на восток) и Прибалтийского (на юго-запад) прогибов мощность комплекса снова возрастает (причём значительно) и он приобретает существенно глинистый состав. По периферии Валдайского прогиба (Крестцы, Порхов) «глауконитовые песчаники» представлены в своём типичном виде, отличаясь лишь значительной мощностью (3 м в скв. Порхов, 5 м в Крестецких скважинах) и глинистостью (Алихова, 1960). В скв. Валдай и скв. Пестово «глауконитовые песчаники» имеют поздне-варангский возраст (ухринская свита), тогда как латорпской части комплекса отвечают глины семенцовской свиты (до 12 м в скв. Валдай).

На территории восточной фациальной зоны Латвии (Прибалтийский прогиб и его обрамление) стратиграфическим аналогом «глауконитовых песчаников» являются глины лутриньской, кумбринской, зирнинской и калвенской пачек зебреской свиты. Зантеская пачка, составляющая от 1/5 до 1/3 мощности свиты, является аналогом пяйтеской пачки тойлаской свиты и соответствует конодонтовой зоне *evae*. Недостаточная изученность латвийских разрезов в плане конодонтовой биостратиграфии не позволяет выделить отложения зоны *evae* из зебреской свиты, так что на рис. показана мощность всей зебреской свиты.

Волховская свита и её стратиграфические аналоги. На большей части рассматриваемой территории данный интервал представлен т.н. «глауконитовым известняком» (Бок, 1869; F. Schmidt, 1881), относящимся к волховской и тойлаской свитам. Основная его часть (кроме самой нижней) принадлежит волховскому горизонту.

Последний в пределах Балтоскандии с одной стороны, является одним из наиболее изученных региональных подразделений, с другой – его отложения ныне распространены на значительно большей территории, чем отложения вышележащих горизонтов. Это делает волховский горизонт предпочтительным инструментом для изучения крупной литофациальной зональности в масштабах всего палеобассейна. Так, схема структурно-фациальных зон в главе 2 основана на данных распределения мощностей и фаций волховского горизонта (рис. 3). По распределению мощностей и литофаций на северо-западе Русской плиты могут быть выделены четыре района. На обширной территории, охватывающей Эстонию, юг Ленинградской, север Псковской и северо-запад Новгородской областей, развиты конденсированные (1-3 м) и высоко карбонатные разрезы тойлаской свиты – преимущественно сероцветные, с многочисленными гётитовыми поверхностями перерыва. Обращает на себя внимание полное исчезновение депоцентра в приглинтовой полосе Эстонии. Вполне возможно, что конденсированные разрезы продолжают и южнее Новгорода, повторяя очертания Новгородского блока.

В приглинтовой полосе России по-прежнему фиксируется увеличение мощности отложений на север. Здесь по-прежнему выделяются приглинтовые депоцентры в районах Копорья, Путилово и р.р. Волхов и Сясь, характеризующиеся в интервале «желтяков» и «фризов» более высокой глинистостью известняков и максимальным количеством/мощностью глинистых прослоев между ними. Копорский депоцентр становится менее выраженным, тогда как Путиловский и Сяський депоцентры значительно увеличивают свою площадь и амплитуду пригибания. Области максимального прогибания отвечает Путиловский депоцентр, к которому приурочено

появление в подошве волховской свиты пачки «рухляков». Мощность волховской свиты здесь достигает 9 м.

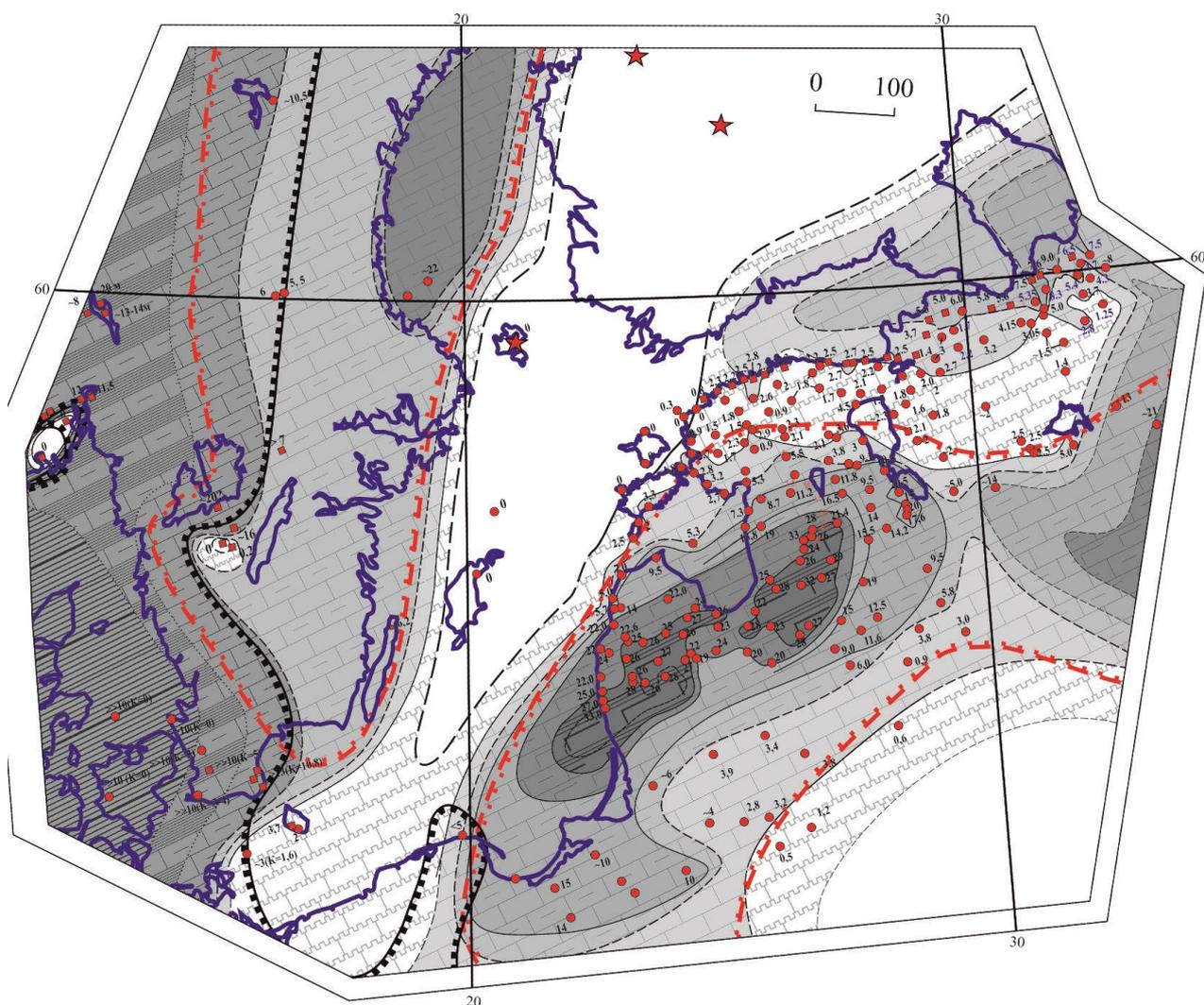


Рис. 11.3. Карта мощностей/фаций для времени *O. evae* – *V. norrlandicus* (верхний биллинген-волхов) для Балтоскандинавского палеобассейна. Литофации указаны для волховского времени.

В Крестцовском и Прибалтийском прогибах «глауконитовые известняки» сменяются более мощными мергелистыми отложениями. В свк. Валдай и Пестово им соответствует нижняя часть нефедовской свиты, сложенная переслаиванием серо- и красноцветных глинистых известняков и глин/мергелей, мощностью около 20 м. В Прибалтийском прогибе волховский горизонт сложена на флангах красноцветными глинистыми известняками драйсекской свиты (до 15 м), переходящими к оси прогиба в красноцветные мергели крюкайской пачки циецекской свиты (до 30 м).

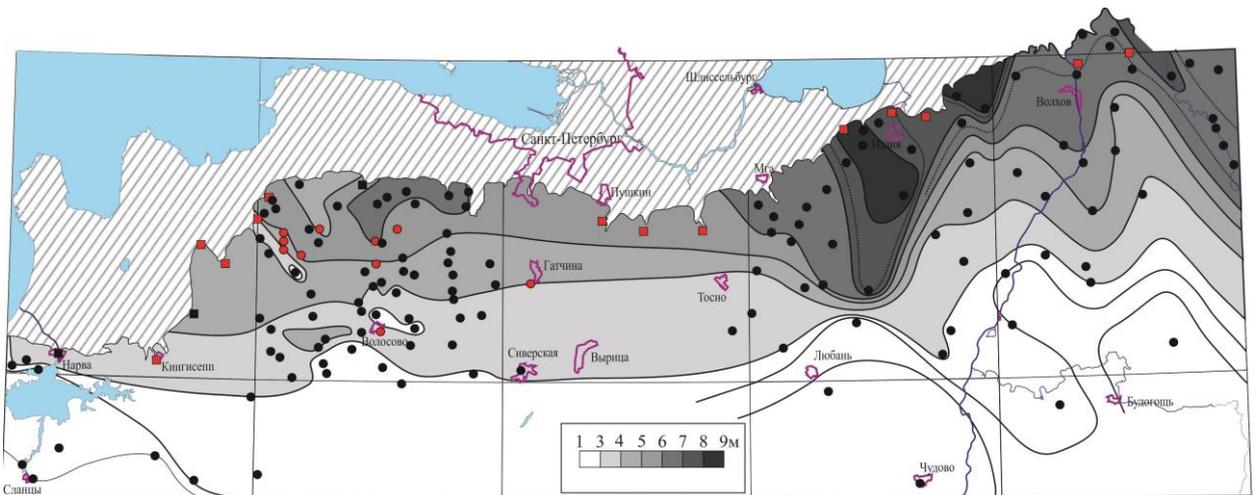


Рис. 11.4. Мощности волховской/тойлаской свит в приглинтовой полосе России.

Кундаский горизонт. На территории Эстонии, Ленинградской, севера Псковской и северо-запада Новгородской областей развиты конденсированные (6-8 м) и высоко карбонатные разрезы лообуской свиты. Это сероцветные «эндоцератитовые известняки» с многочисленными фосфатными поверхностями перерыва и раковинами наутилоидей.

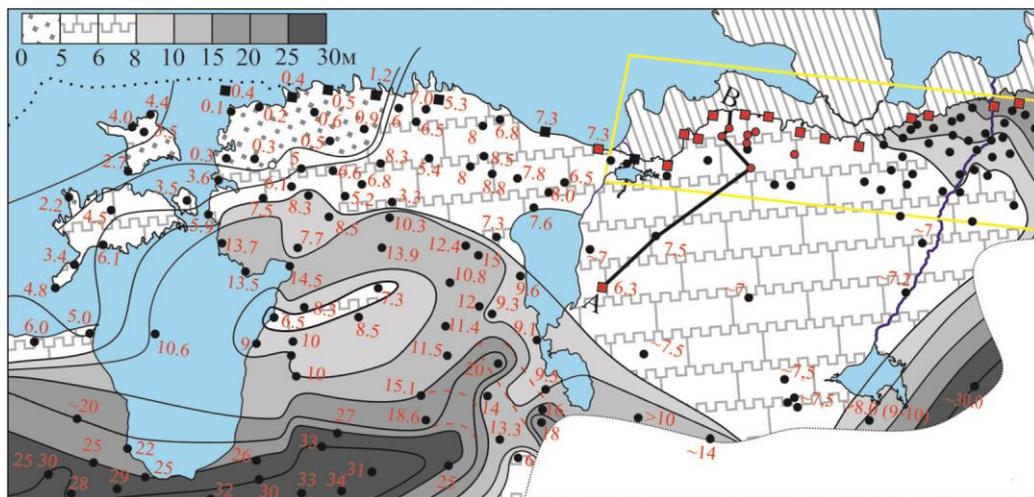


Рис. 11.5. Карта мощности кундаского горизонта на северо-западе Русской плиты.

Они являются фациальными аналогами тойлаской свиты с поправкой на меньшее содержание глауконита и другой тип импрегнации поверхностей перерыва. По сравнению с волховским временем наблюдается расширение площади, занятой данными фациями, на восток. По отложениям подгоризонтов $V_{III\alpha}$ и $V_{III\beta}$ фиксируется, с одной стороны, полное исчезновение депоцентов в районах Копорья и Путилово, с другой – значительное прогибание и расширение депоцентра в районе р.р. Волхов и Сясь. По отложениям подгоризонта $V_{III\gamma}$, однако, фиксируется новое прогибание в районе Путилово. Разрезы

депоцентров отличаются глинисто-карбонатным характером подгоризонта $V_{III\gamma}$, из-за чего горизонт приобретает отчётливо трансгрессивное строение.

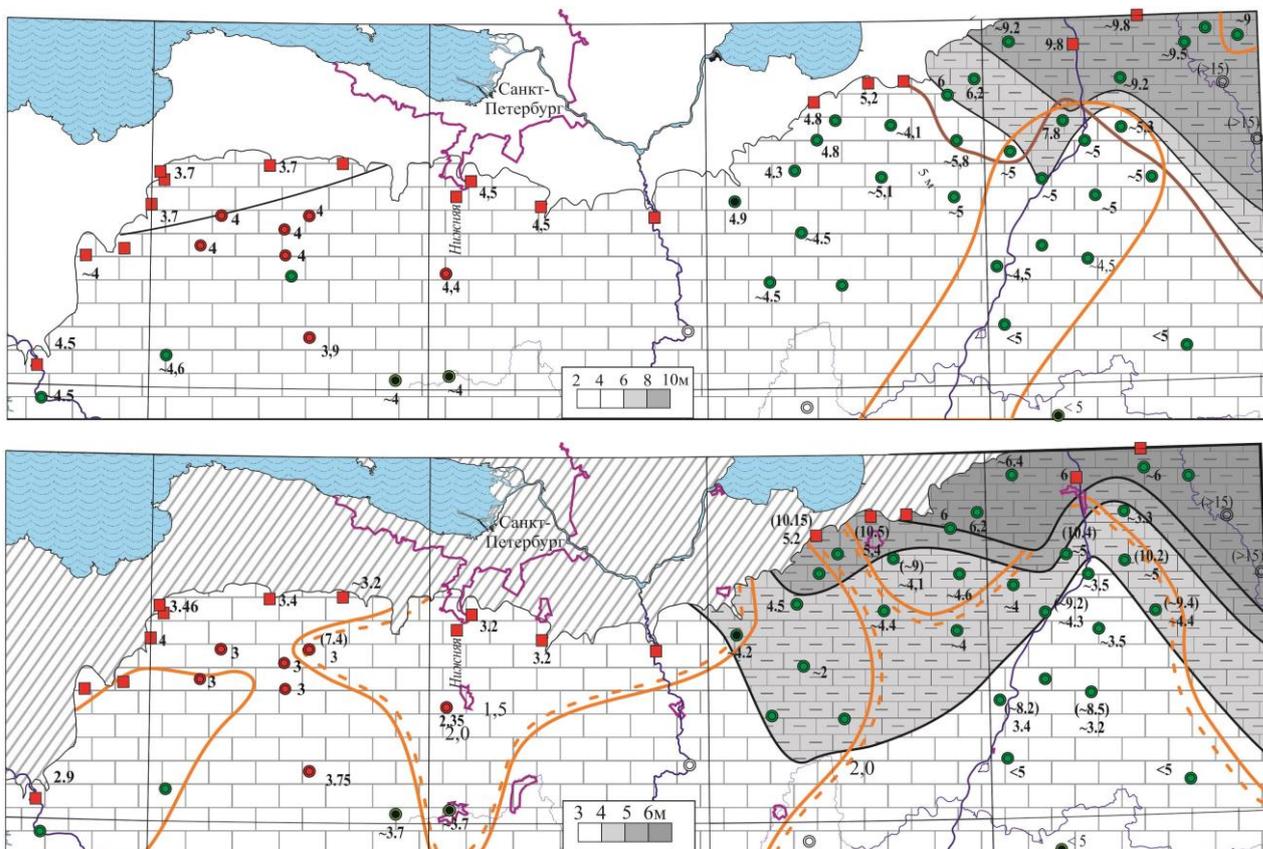


Рис. 11.6. Карта мощностей/литологий подгоризонтов $V_{III\alpha} + V_{III\beta}$ (вверху) и $V_{III\gamma}$ (внизу) кундаского горизонта в приглинтовой полосе России.

В пределах Валдайской и Латвийской СФЗ «эндоцератитовые известняки», аналогично подстилающим «глауконитовым», сменяются более мощными и мергелистыми отложениями. В Валдайской СФЗ им соответствует верхняя (сероцветная) часть нефедовской свиты (около 30 м в скв. Валдай). На флангах Елгавского прогиба Латвийской СФЗ кундаский горизонт сложен красноцветными известняками юодупской пачки рокишкиской свиты, содержащей гётитовые псевдо-оолиты и поверхности перерыва (до 2.3-6.5 м; Ульст и др., 1980). В осевой части прогиба кундаский горизонт мощностью до 30 м имеет отчётливо регрессивную последовательность, с переходом от сероцветных мергелей ($V_{III\alpha}$; шакинская пачка) к красноцветным глинистым и, выше, более чистым известнякам (зиемельская пачка). Примечательно распределение мощностей подгоризонтов в вертикальном разрезе, обратное таковому на Ладожском глинте –

подгоризонт В_{IIIa} составляет более половины горизонта, а подгоризонт В_{IIIγ}, наоборот, менее четверти.

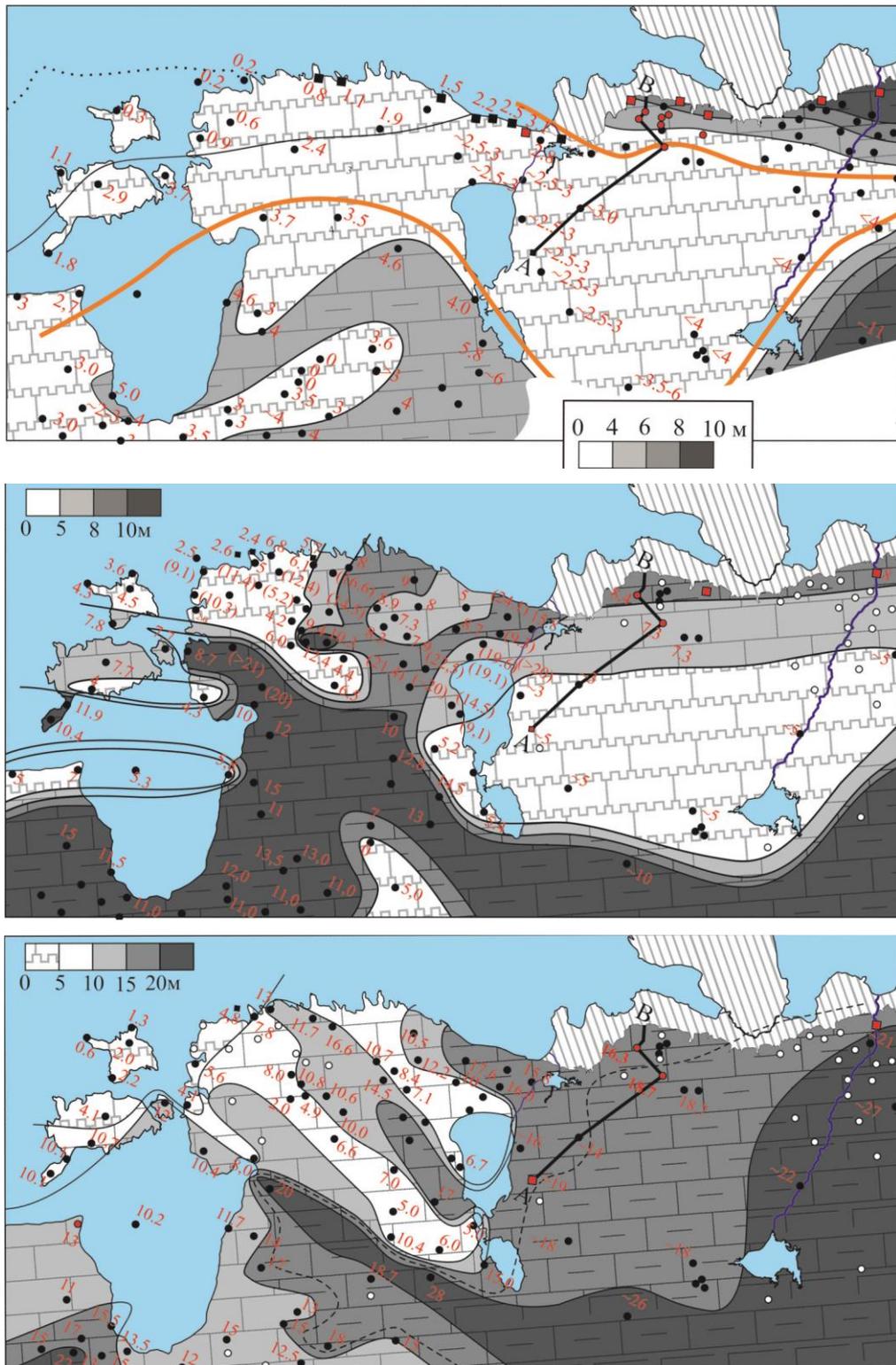


Рис. 11.7. Мощности и литофации азербайджанского, лашнамягского и ухаковского горизонтов (сверху вниз) на северо-западе Русской плиты. В скобках – суммарная мощность лашнамягского и ухаковского горизонтов.

Азерский горизонт. На северо-западе Русской плиты выделение азерского горизонта возможно лишь в обнажениях Балтийско-Ладожского глинта, скважинах Эстонии, Латвии. Южнее российского глинта мощность азерского горизонта может быть точно установлена лишь в новых скважинах Ижорского плато (Руклицы-29, Лисино-10, Парицы-2, Кемполово-60, Тяглино-35, и др.). В старых скважинах северо-запада России горизонт может быть выделен с той или иной долей условности. На территории Эстонии, Ленинградской, севера Псковской и северо-запада Новгородской областей развиты конденсированные (< 3 м) и высоко карбонатные разрезы азерского горизонта, содержащие гётитовые оолиты. Литологический тип отложений близок подстилающим лообуской и тойлаской свитам – известняки с многочисленными фосфатными поверхностями перерыва и раковинами наутилоидей. В южной Эстонии и в Псковской области (Мишина Гора) эти отложения красноцветны, на остальной части – сероцветны. В приглинтовой полосе Ленинградской области мощность азерского горизонта, аналогично подстилающим отложениям, направленно растёт к северу, достигая на глинте мощности 7-9 м (до 9,5 на р. Лава). Характер фациального замещения здесь такой же, как и в верхней части кундаского горизонта – относительно чистые известняки теряют псевдо-оолиты и поверхности перерыва и постепенно сменяются глинистыми, а затем и мергелистыми разностями.

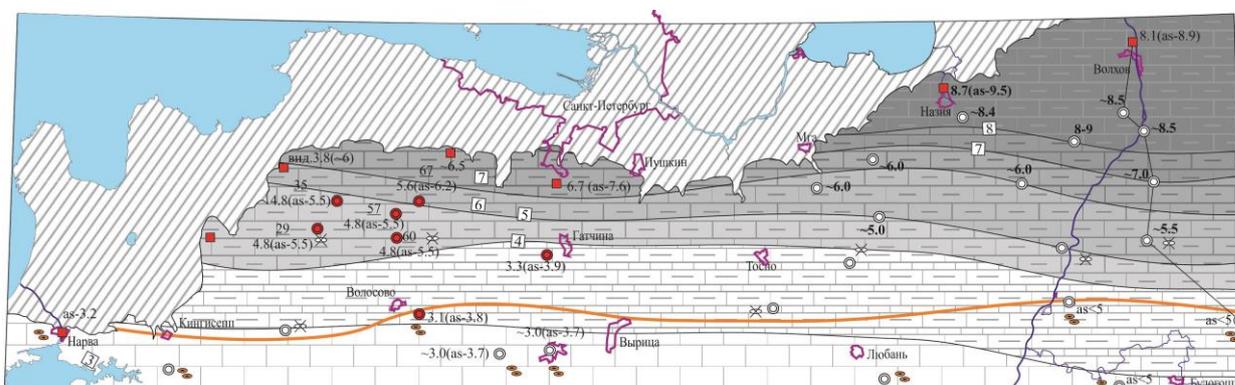


Рис. 11.8. Мощности и литофации азерского горизонта в приглинтовой полосе России.

В Валдайской СФЗ имеющиеся данные не позволяют выделить азерский горизонт ни литологически, ни фаунистически. По-видимому, ему отвечает какая-то часть вексинской и/или лунской свит, литологически близких нефедовской. Учитывая характер фациального перехода от карбонатных фаций к глинисто-карбонатным, сопровождающегося утолщением отложений в 3 раза, мощность азерского горизонта здесь должна превышать 10 м. В пределах Латвийской СФЗ азерский горизонт продолжает регрессивную линию развития кундаского времени и сложен

конденсированными (4-5 м), сравнительно чистыми известняками. В Елгавском прогибе эти известняки красноцветные и относятся к вайдленской пачке рокишкиской свиты (на флангах прогиба) и верхней части зиемельской пачки бальдонской свиты (в осевой части) (Ульст и др., 1980). В Порховской скважине азериский горизонт выделен условно по стратиграфическому положению – в нижней части конденсированного (16 м) интервала, ограниченного уровнями исчезновения кундаских (*Pterigometopus trigonocephala*) и появления верхне-ухакусских видов (*Chasmops cf. odini*). Мощность азериского горизонта здесь оценивается в первые метры; он сложен сероцветными известняками, переполненными на отдельных уровнях гётитовыми оолитами.

Для построения детальных карт по более молодым горизонтам северо-запада России на настоящий момент недостаточно данных. Можно лишь оценить направление тектонического развития этой территории на основе сравнения со смежными территориями Прибалтики.

11.2 ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ДАННЫХ

На схеме Р.М. Мянниля (1966) Эстония и Ленинградская область были заняты мелководной Эстонской фациальной зоной, которая к северу переходила в Финскую сушу. Однако, ряд исследователей (Давыдова и Гольдштейн, 1960; Попов и др., 1989; Ершова, 2008), указав на увеличение мощности и глубоководности нижнеордовикских отложений не в южном, а в северном направлении, пришли к выводу о существовании в раннем ордовике глубоководного участка палеобассейна (прогиба), лежавшего севернее эстонско-русского глинта и отделённого мелководьем (поднятием) от Московской синеклизы. Как показывают приведенные выше карты мощностей/фаций, такая же ситуация преобладала в среднем и верхнем ордовике. В приглинтовой полосе Эстонии и/или России увеличение мощности и глубоководности отложений к северу в том или ином виде демонстрируют все горизонты ордовика, кроме кукрузеского. Однако, топографическая ситуация оказалась более сложной и изменчивой, что связано с широким развитием дифференцированных «клавишных» движений фундамента, вызывавших перекосы приглинтовой полосы с запада на восток и обратно. Последние могут быть реконструированы, главным образом, для пакерортского-азериского времени. Информация по распределению мощностей и фаций в более высоких горизонтах ордовика в восточной Прибалтике содержится в работах К. Орвику и А. К. Рыымусокса (Geology...). Однако, на северо-западе России достоверная информация подобного рода отрывочна и ограничена обнажениями и редкими недавно пробуренными скважинами. Поэтому для пост-азериской части разреза топографическая ситуация оценивается лишь в общих чертах.

1. С пакерортского времени по средне-кундаское имел место восточный перекоп приглинтовой полосы, с последовательным перемещением максимума прогибания на восток. При этом западные депоцентры (поначалу ярко выраженные) постепенно исчезают, а восточные (выраженные вначале слабо) – расширяются. В волховское время полностью исчезли эстонские депоцентры, тогда как в приглинтовой полосе России увеличение мощности отложений к северу становится более отчётливым. В ранне-кундаское время исчезают депоцентр в районе Копорья и контрастно выраженный депоцентр в районе Путилово.

2. С поздне-кундаского времени по ранне-ухакуское начался обратный перекоп, с последовательным прогибанием приглинтовой полосы к западу. В поздне-кундаское время опускание охватило район глинта западнее р. Мга. Именно в этом районе развиты глинисто-карбонатные разрезы подгоризонта В_{III}γ, отличающиеся составом и строением от остальной части глинта. Предполагается, что прогибание носило характер одноактного и геологически быстрого события, приуроченного к концу эпохи *Asaphus minor*. Об этом говорит различная возможность трассирования циклитных границ в западных и восточных разрезах – уверенное трассирование ниже и выше верхней части слоёв с *Asaphus minor* и потеря корреляции внутри неё. Новый этап прогибания приглинтовой полосы приходится на рубеж времени *kotlukovi-punctatus* и времени *intermedius-kowalewskii* азериского горизонта. В результате интервал разреза *kotlukovi-punctatus* имеет различное строение на западных и восточных разрезах российского глинта, а вышележащий – одинаковое. Эти данные необходимо учитывать при секвенс-стратиграфических исследованиях. Так, для выявления эвстатических событий следует выбирать разрезы стабильных участков, т.е. западную часть глинта для кундаского горизонта и восточную – для азериского. В средне-азериское время, фактически, топографическая ситуация вернулась к волховскому времени, когда вся приглинтовая полоса от Копорья до р. Сясь демонстрировала отчётливый рост мощности и глубоководности отложений к северу. В ласнамягиское время прогибание распространилось ещё западнее – на территорию восточной Эстонии, где приобрело весьма дифференцированный характер. Примечательно, что на Ладожском глинте мощность азериско-ласнамягиских отложений впервые вдвое превысило таковую в Елгавском прогибе.

3. С ухакусского по кукрузеское времени ось дифференцированных движений плавно развернулась на 90 градусов. В ухакусское время начался новый восточный (точнее, юго-восточный) перекоп, в который, на этот раз, была вовлечена не только приглинтовая полоса, но и вся территория Эстонии и северо-запада России. Воздымание охватило

территории восточной Эстонии и, менее отчётливо, запад приглинтовой области России. Дифференцированное опускание охватило север Псковской и, особенно, северо-запад Новгородской областей. Однако, уже в кукрузеское время вся приглинтовая часть Эстонии и России испытала постепенное воздымание, а территории южнее глинта – постепенное опускание. Именно с этим обстоятельством связана проградация кукрузеских отложений в южном направлении и развитие на севере (в приглинтовой полосе) зрелых пиритизированных хардграундов в их кровле.

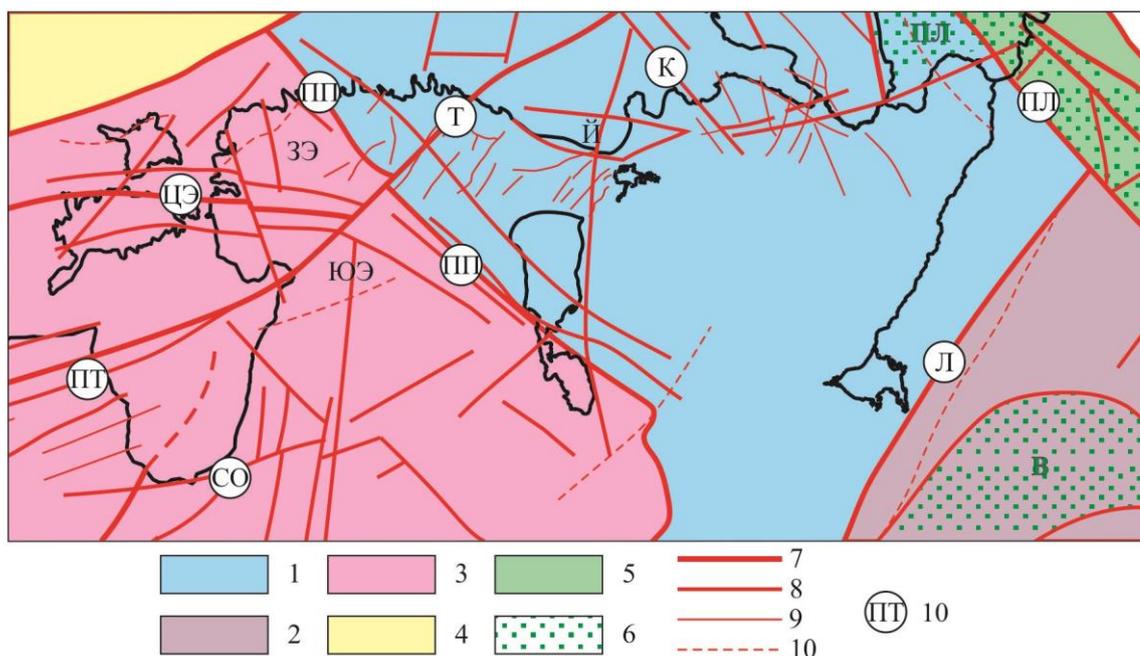


Рис. 11.9. Схема основных довендских структур на северо-западе ВЕП, по Б.В.Петрову (Запад России, 2006), В.А. Пууре (Geology...1997) и Н.П. Чамову (2013). Разрывные нарушения даны по А.В. Амантову и др. (1989), Л.Г. Кабакову и др. (1998), «Геологической карте ВЕП..., 1996», с дополнениями автора по Ленинградской области. 1-4 – блоки: Новгородский (1), Тверской (2), Рижский (3), Центрально-Шведский (4); 5 – Балтийско-Рыбинский пояс, 6 – авлакогены: Пашско-Ладожский (ПЛ), Валдайский (В); 7-9 – разломы: межблоковые (7), сопутствующие (8), локальные (9), предполагаемые по АМП (10); 11 – индексы систем разломов: Пилтенско-Талсинской (ПТ), Пашско-Ладожской (ПЛ), Псковско-Палдиской (ПП), Слокско-Отепяской (СО), Центрально-Эстонской (ЦЭ), Копорской (К), Ловатской (Л). Зоны в пределах блоков: Йыхвиская (Й), Западно-Эстонская (ЗЭ), Южно-Эстонская (ЮЭ).

Несмотря на изменчивость картины распределения мощностей, для северо-запада ВЕП может быть выделен ряд устойчивых направлений изопахит (линеаментов). Линеаменты,

как правило, повторяются через 1-2 горизонта или, реже, могут быть прослежены в нескольких горизонтах подряд. Преобладают линеаменты северо-западного и северо-восточного простираний, образующие геометрическое подобие регматической сети. Это подобие не является случайным и обусловлено блоковой делимостью фундамента, унаследованной от докембрийского этапа развития. На это указывают следующие данные:

Во-первых, линеаменты совпадают или параллельны системам разломов на границах докембрийских структур. На западе ВЕП это границы Палдиски-Псковской, Центрально-Эстонской и др. зон. На востоке приглинтовой полосы линеаменты совпадают или параллельны разломам Пашско-Ладожского грабена (северо-западные) или находятся на их продолжении (северные). Северо-восточные линеаменты совпадают или параллельны гипотетическому Волховскому нарушению.

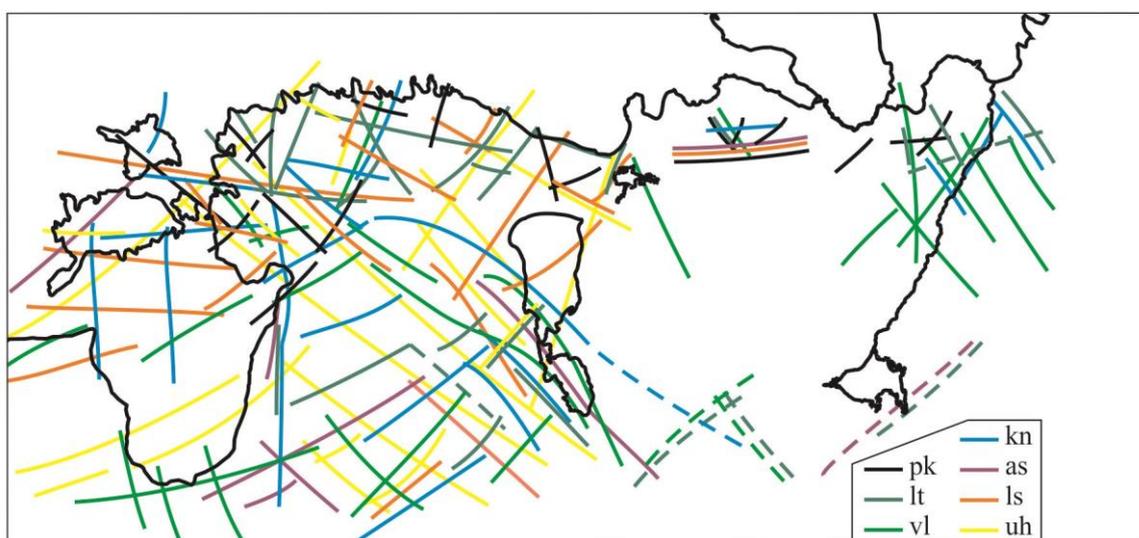


Рис. 11.10. Линеаменты, выделенные на основе анализа карт мощностей.

Во-вторых, ряд «точечных» максимумов мощностей приурочены к локальным, но контрастным отрицательным максимумам аномального магнитного поля – в районе г. Печоры (lt, vl, kn), скв. Майдла (pk, lt), скв. Кеава-Пийюметса (ls), п-ва Пакри (pk).

Сопоставление карт изопахит/литофаций со схемой довендских структур позволяет сделать вывод, что Латвийская, Эстонская, Валдайская и Волховская СФЗ отвечали субрегиональным палеопрогибам и палеоподнятиям, ограниченными «докембрийскими» системами разломов. Центральную часть рассматриваемой территории занимала Эстонская СФЗ – палеоподнятие, включавшее Новгородский блок и Западно-Эстонскую зону). Эстонская СФЗ ограничена системами разломов, контрастно выпаженными в аномальном магнитном поле – Центрально-Эстонской, Палдиски-Псковской (с юго-запада) и, по-видимому, Ловатской (с востока). Восточная граница точно не определена

из-за редкости скважин, однако, имеющиеся данные позволяют предположить, что она совпадает восточной границей Новгородского блока и/или западной границей Валдайского грабена.

С севера Эстонская СФЗ была ограничена Волховской СФЗ, отелявшей первую от Финской суши. Волховская СФЗ рассматривается как южный склон приглинтового палеопргиба с относительным преобладанием нисходящих движений. Очертания восточных депоцентров Волховской СФЗ контролировались Пашско-Ладожской системой разломов, очертания восточных Копорской (частично). Приглинтовой палеопргиб в максимальных контурах отвечал современным акваториям Финского залива и Ладожского озера и прилегающим с юга территориям Ленинградской и, с ухакусского времени, Новгородской областей.

Нужно отметить, что для палеотектонического обозначения Волховской и Эстонской СФЗ в раннем ордовике были предложены названия «Пра-Финский бассейн» и «Готланд-Сясьское поднятие» (Ершова 2008). Первое название подразумевает преемственность современного Финского залива, второе - палеоструктурное единство с Готландским поднятием. С обоими выводами трудно согласиться. Конечно, палеоподнятие вместе с Готланд-Финским сводом образовывало единую область морского мелководья. Однако, налицо структурно-геометрические и палеофациальные отличия. Палеоподнятие представляло собой структуру широтного простирания с устойчивой седиментацией в флоско-дарривильское время. Готланд-Финский свод, напротив, являлся субмеридиональной структурой и постепенно затоплялся лишь с середины дарривила. Приглинтовой прогиб на протяжении ордовика занимал территорию намного больше современного Финского залива. Так, в волховско-азерское время максимум прогибания был связан с рифейским Пашско-Ладожским грабеном (т.е. с территорией современного Ладожского озера и южного Приладожья), а в ласнамягиско-идавереское время к нему причленялась территория до широты г. Новгород. Наиболее постоянный участок прогибания отмечается на отрезке российского глинта от п. Копорье до низовьев р.р. Волхов и Сясь. Также отметим, что на западе приглинтовой прогиб запырался Готланд-Финским сводом, иначе в него распространялись бы красноцветные фации Скандинавского шельфа. В частности, заворот изопахит к северу намечается в отложениях нижнего ордовика и волховского горизонта.

Таким образом, распределение мощностей и фаций в нижнем и среднем ордовике на северо-западе Русской плиты контролировалась малоамплитудными дифференцированными движениями «клавишного» или «шахматного» характера. Последние выражались в различном строении и фациальном составе синхронных частей

разрезов, например, кундаского и азериского горизонтов. Так, различие западных и восточных разрезов подгоризонта Вшг связано с геологически быстрым прогибанием восточной части приглинтовой полосы России. При этом в приглинтовой полосе в пределах разных блоков одинаково прослеживаются трансгрессивно-регрессивные микроциклиты и региональные поверхности перерыва, что является указанием на их «внешний» характер по отношению к эпейрогенезу. Однако, интерпретация последовательностей микроциклитов должна проводиться с учётом данных о времени и месте проявления локального эпейрогенеза. Разрезы для такого анализа должны выбираться в пределах стабильных (в данном временном интервале) блоков. В то же время, есть основания предполагать, что последовательности микроциклитов могут иметь различную направленность в пределах различных региональных структур, как например, кундаский и азериский горизонты в Елгавском прогибе (регрессивная последовательность) и в приглинтовой полосе России (нейтральная последовательность).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённые исследования позволяют сделать следующие выводы:

1) Циклостратиграфия в сочетании с алло- и биостратиграфией является перспективным методом расчленения и корреляции разрезов кундаского горизонта, а в перспективе – и всего среднего ордовика. Первая на северо-западе России трансгрессивно-регрессивная циклостратиграфическая модель кундаского горизонта включающая 13 микроциклитов (12 полно развитых и 1 «вырожденный») и 3 мезоциклита, позволяет в 3 раза увеличить детальность расчленения и корреляции разрезов и, что особенно важно, может быть использована для анализа керна скважин.

2) Впервые установлены принципиальные различия «фоновых» и «гётит-оолитовых» микрофаций. В отличие от первых, вторые нельзя использовать для цикло- и секвенс-стратиграфических реконструкций, т.к. изменение типов гётитовых микроконкреций далеко не всегда коррелирует с трансгрессивными и регрессивными событиями в палеобассейне.

3) Впервые отчётливо показано влияние дифференцированных движений земной коры на распределение депоцентров седиментации и структуру карбонатных разрезов ордовика приглинтовой полосы. Это имеет большое значение для выбора объектов для циклостратиграфического анализа, а также для палеогеографических и фациальных интерпретаций. Так, для выявления эвстатических событий следует выбирать разрезы стабильных блоков, т.е. западную часть глинта для кундаского горизонта и восточную – для азериского. Кроме того, есть основания полагать, что последовательности микроциклитов имеют различную направленность в пределах различных региональных структур, например, в Елгавском прогибе и в приглинтовой полосе России. Наличие активных межблоковых зон поднимает вопрос о возможных флюидных разгрузках, а сильный градиент изопахит в их пределах – о наличии палеосклона и связанных с ним гравитационных процессах.

4) Необходимы дальнейшие исследования, направленные на: а) уточнение фациально-седиментологической модели «фоновых» микрофаций, в частности, батиметрии и характера литодинамики; б) выяснение связи гётит-оолитовых фаций с микробиальной седиментацией, флюидными разгрузками, вулканизмом, в) определения стратиграфического потенциала уровней появления/исчезновения глауконита и других аутигенных минералов, г) выявление палеофациальных признаков долгоживущих тектонических зон на глинте и за его пределами.

ЛИТЕРАТУРА

Алихова Т.Н. Брахиоподы средней и верхней частей раннего силура Ленинградской области и их стратиграфическое значение. М. Госгеолыздат. 1951. 80 с.

Алихова Т.Н. Руководящая фауна брахиопод ордовикских отложений северо-западной части Русской платформы. М. Госгеолыздат. 1953. 163 с.

Алихова Т.Н. Описание брахиопод по стратиграфическим горизонтам. В сб. Полевой атлас характерных комплексов фауны ордовика и готландия южной части Литовской ССР. М. Госгеолыздат. 1954. 100 с.

Алихова Т.Н. Стратиграфия и брахиоподы среднеордовикских отложений Московской синеклизы. М. Недра. 1969. 70 с.

Алихова Т.Н. О стратиграфическом расчленении ордовикских отложений северо-запада России // Региональная геология и металлогения. 1997. №6. –С. 77-89.

Амантов А.В., Тихомиров С.Н. Геологическое строение и тектоника зоны сочленения южной части Балтийского щита и Русской платформы //Геология субаквальной зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. 1989. –С. 4-15.

Артюшков Е.В., Тесаков Ю.И., Чехович П.А. Флуктуации уровня океана в ордовике. Быстрые изменения скорости погружения коры в восточной Сибири и Балтоскандии // Геология и геофизика. 2008. т. 49. №9. –С. 841-861.

Балашов З.Г. Эндоцератоидеи ордовика СССР. –Л., 1968. – 279 с.

Балашова Е.А. Систематика трилобитов *Asaphina* и их представителей в СССР. Л. 1976. 215 с.

Балашова Е.А., Балашов З.Г. К стратиграфии глауконитовых и ортоцератитовых слоев ордовика северо-запада Русской платформы. Уч. зап. ЛГУ. 1959. сер. геол. вып. IV. –С. 127-154.

Балашова Е.А., Балашов З.Г. К стратиграфии эхиносферитового известняка Ленинградской области. Вестник ЛГУ. 1961. № 12. –С. 42-55.

Барабощкин Е.Ю. Конденсированные разрезы: терминология, типы, условия образования // Вестник МГУ. 2009. Серия 4. Геология. №3. – М. – С. 13–20.

Беленицкая Г.А. Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации // Отечественная геология. 2008. №3. С. 29–45.

Бок И. Геогностическое описание нижнесилурийской и девонской системы Санкт-Петербургской губернии. Т.1. 1869. –С. 103-188.

Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика её изучения. Свердловск. 1991. 334 с.

Брангулис А.П., Брио Х.С. Тектоника Латвии. // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. Рига. 1979. С. 269-293.

Воробьев В.Н., Смирнов Н.П. Общая океанология. Часть II. Динамические процессы. С-Пб. РГГМУ. 230 с.

Геология СССР. Полезные ископаемые. Том 1: Ленинградская, Псковская и Новгородская области. – М.: Недра, 1975. – 326 с.

Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики. // Междун. Геол. Конгресс, XXI сессия, доклады советских геологов. М., 1960.

Дмитровская Ю.Е. Нижний палеозой Московской Синеклизы (фауна, стратиграфия, палеогеография). Автореферат на соискание ученой степени д. геол.-мин. наук. 1991. 60 с.

Дмитровская Ю. Е., Хераскова Т. Н. Позднекембрийско-раннеордовикская палеогеографическая и геодинамическая обстановки в центральных районах русской плиты // Литология и полезные ископаемые. 1997. №6. –С. 605-615.

Дронов А.В., Савицкий Ю.В., Цыганова Е.А. Карбонатный ордовик окрестностей С.Петербурга: стратиграфия дикарей // Вестник СПбГУ. Сер.7. Геология, география. 1993. Вып. 3 №21. – С.23-30.

Дронов А. В., Федоров П.В. Карбонатный ордовик окрестностей С.-Петербурга: стратиграфия желтяков и фризов. // Вестник СПбГУ. Сер.7. Геология, география. 1995. вып.2 (N14). – С. 9-16.

Дронов А.В. Штормовая седиментация в нижнеордовикских карбонатно-терригенных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга // Бюл. МОИП, отд. геол., 1998. Т. 73, вып. 2. – С. 43–51

Дронов А.В., Корень Т.Н., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонов на примере нижнего ордовика северо-запада России. 1998. СПб. –88 стр.

Дронов А.В. Секвенс-стратиграфия ордовикского палеобассейна Балтоскандии // Авт. дис. д. геол-мин. наук. 2000. 34 с.

Дронов А.В. Разрез ордовикских отложений Мишиногорского карьера // Ордовикское плато, 2004.

Дронов А.В., Толмачева Т.Ю., Искюль Г.С. Нижний палеозой окрестностей Санкт-Петербурга / Путеводитель экскурсии. СПб. 2012. – 52 с.

Ершова В.Б. Конденсированные отложения варангуского и латорпского горизонтов (нижний ордовик) российской части Балтийско-Ладожского глинта. Автореф. дисс. к. г.-м. н. СПб. 2008. – 16 с.

Зайцев А. В., Барабошкин Е.Ю. Стратиграфические перерывы в нижне-среднеордовикских отложениях северо-запада Русской плиты // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2006. № 3. – С. 16–24.

Запад России. СПб. ВСЕГЕИ. 2006. 522 с. // Геология и полезные ископаемые России. Запад России и Урал. Книга 1.

Иванцов А.Ю. О возрасте нижнего «чечевичного слоя» (ордовик Ленинградской области) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1990. Т. 65. Вып. 5. С. 56–60.

Иванцов А.Ю. Кундаский и азериский горизонты (ордовик) на р. Волхов // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Наука, 1993. С. 90–97.

Иванцов А.Ю. Трилобиты подсемейства *Asaphinae* Ладожского глинта. Автореф. дисс. к. г.-м. н. М. 1997. – 28 с.

Иванцов А.Ю., Мельникова Л.М. Азериский, ласнамягиский и ухакусский горизонты ордовика в Ленинградской области и характеристика трилобитов и остракод // Стр. Геол. Кор. 2003. Т. 11. № 4. С. 24–40.

Иванцов А.Ю., Мельникова Л.М. Волховский и кундаский горизонты ордовика и характеристика трилобитов и остракод на реке Волхов (Ленинградская область). // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т.6. №5. –С. 47-63.

Искюль Н.В., Кузнецов С.С. Геологический очерк долины реки Лавы. 1962 г. Л. –52 стр.

Искюль Г.С. Секвенс-стратиграфическая интерпретация интервала $V_{III\alpha}$ - $V_{III\beta}$ кундаского горизонта (ордовик) Ленинградской области // Ордовикское плато. К 100-летию рождения Б.П. Асаткина. М. 2004. –С. 145-163.

Искюль Г.С. Холодноводные и тропические карбонаты в среднем и позднем ордовике северо-запада России: эволюция седиментогенеза // Материалы I Конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти А.П. Карпинского. ВСЕГЕИ. 2009. –С. 35-38

Искюль Г. С. Распределение мощности и литофаций осадочных тел как отражение структурно-фациальной зональности ордовикских отложений восточной Балтии: новые данные // Материалы II Конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти А.П. Карпинского. ВСЕГЕИ. 2011. –С. 8-13

Искюль Г. С. Литологические маркеры границ региональных горизонтов ордовика в скважине 10 (Лисино) // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. СПб. ВСЕГЕИ. 2012. –С. 105-107.

Искюль Г.С. Основные черты проксимальных темпеститов из отложений кундаского горизонта Ленинградской области. // Материалы III Конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти А.П. Карпинского. ВСЕГЕИ. 2013. –С. 44-48

Искюль Г.С. Следы штормовой седиментации в известняках кундаского горизонта (средний ордовик) Ленинградской области // Региональная геология и металлогения. 2013. №56. –С. 12-20.

Искюль Г.С. Опорный разрез кундаского горизонта (средний ордовик) на реке Лава: описание и биостратиграфическое расчленение по трилобитам // Региональная геология и Металлогения. 2015. №63. – С. 9–19.

Искюль Г.С. Слои с железистыми оолитами в среднем ордовике восточной Балтоскандии: региональная фациальная аномалия // Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия. Материалы 2-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Екатеринбург. С. 136–138. 2016.

Каяк К.Ф. 1967. Основные черты геологического строения. // Минерально-сырьевая база СССР, Т.15. Эстонская ССР. Москва, 24–30.

Корень Т.Н., Толмачева Т.Ю. Новые данные по биостратиграфическому обоснованию схемы расчленения нижнего и среднего ордовика Ленинградской области (граптолиты, конодонты). // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 84–93.

Кузнецов Н. Б., Орлов С. Ю., Миллер Е. Л., Шаццлло А. В., Дронов А. В., Соболева А. А., Удоротина О. В., Герелс Дж. Первые результаты U/Pb датирования детритных цирконов из раннепалеозойских и девонских песчаников южного Приладожья // Доклады РАН. 2011. Т. 438. № 6. –С. 787–793.

Ламанский В.В. Древнейшие слои силурийских отложений России. СПб. 1905. –230 с.

Лесникова А.Ф. Палеонтологическая характеристика нижнего силура вдоль Северной ж.д. между станциями Званка и Назья // Изв. Геол. Ком. 1923. Т. 42. №.5-9.

Маргулис Л.С. Секвенсная стратиграфия в изучении строения осадочных чехлов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. Т. 3. №3. –С. 1-26.

Микулаш Р., Дронов А. Палеоихнология. Введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага. 2006. 122 с.

Моисеенко В.С., Александрова Е.П. Валдайская опорная скважина (Новгородская область). // Опорные скважины СССР. Труды ВНИГРИ. Вып. 221. 1963. 120 с.

Мянниль Р.М. Вопросы сопоставления ордовикских отложений Эстонии и Ленинградской области // Палеонтология и стратиграфия палеозоя Прибалтики. Тр. Инст. Геол. Эст. АН ЭССР. XIII. 1963. –С. 3-40.

Мянниль Р.М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, 1966. 200 с.

Мянниль Р.М., Рыымусокс А.К. Ревизия литостратиграфической схемы расчленения ордовика Северной Эстонии. // Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин. 1984. – С. 52-62.

Обут А.М., Сенников Н.В., Дмитровская Ю.Е. Комплексы граптолитов в ордовике Ленинградской области // Извест. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 14–20.

Орвику К.К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов Эстонии. // Тр. Инст. Геол. Эст. АН ЭССР. V. 1960. –С.45-77.

Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболовой толщи на северо-западе Русской платформы. Л., 1989.

Практическая стратиграфия (разработка стратиграфической базы крупномасштабных геологосъемочных работ). Л. Недра. 1984. 320 с.

Предтеченский Н.Н. Роль опорных разрезов в составлении детальных стратиграфических схем. // Палеонтология и детальная стратиграфическая корреляция. Труды XXVIII сессии ВПО. 1986. –С.16-21.

Пуура В.А. (ред.) 1986. Строение сланценосной толщи Прибалтийского бассейна горючих сланцев-кукерситов. Валгус, Таллинн, 1-82.

Пылма Л.О. Сравнительная литология карбонатных пород Северной и Средней Прибалтики. Таллин. Валгус. 1982. 152 с.

Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы 1984 г. с региональными стратиграфическими схемами. 1987. –115 стр.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л. Гостоптехиздат. 1961. 781 с.

Рыымусокс А.К. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. Таллин. Валгус. 1970. 343 с.

Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. – СПб. Недра. 1998. – 352 с.

Справочник по литологии. Недра. М. 1983. 509 стр.

Станкевич Л.И. Пестовская опорная скважина (Новгородская область). // Опорные скважины СССР. Труды ВНИГРИ. Вып. 182. 1961. 92 с.

Толмачева Т.Ю. Конодонты ордовика Восточно-Европейской платформы и западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: биостратиграфия, биогеография, палеоэкология. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М. 2013. – 51 с.

Ульст Р.Ж., Гайлите Л.К., Яковлева В.И. Ордовик Латвии. – Рига, 1982. – 295 с.

Фёдоров П.В. Опорный разрез глауконитовой толщи нижнего ордовика по р.Лава. Проблемы иерархии и номенклатуры литостратонов // Стратиграфические и фациальные методы изучения фанерозоя. 2006. СПб. –С. 7-17.

Фёдоров П.В. Ершова В.Б. Значение детальных палеогеографических исследований для реконструкции истории и палеогеографии древних эпиконтинентальных морей // Ленинградская школа литологии. Т.1. 2012. –С.258-260.

Хейнсалу Х. 1990. Литология и стратиграфия верхнетремадокских граптолитовых аргиллитов Северо-Западной Эстонии. Изв. АН ЭССР. Геол. 39. – С. 142-151.

Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. Автореф. дисс. д. г.-м. наук. Москва. 2013. – 45 с.

Эйнасто Р.Э. К вопросу о классификации и формировании поверхностей перерыва // Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин. 1964. – С. 123-130.

Янишевский М.Э. Геологическая карта окрестности г. Ленинграда. Описание геологического строения г. Слуцка. Тр. ВГРО. 1932.

Barron E.J., Arthur M.A., Kauffman E.G. Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate // Earth and Planetary Science Letters. 1985. V. 72. P. 327-340.

Brookfield, M.E. A mid-Ordovician temperate carbonate shelf the Black River and Trenton Limestone Groups of southern Ontario, Canada //Sedim. Geology. 1988. V.60. - P. 137-153.

Buatois, L.A., Mangano, M.G., Genise, J.F., and Taylor, T.N. The ichologic record of the continental invertebrate invasion: evolutionary trends in environmental expansion, ecospace utilization, and behavioral complexity // Palaios. 1998. Vol.13. – P. 217-240.

Clari, P.A., Dela Pierre, F., Martire, L. Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples // Sedimentary Geology. Vol. 100. 1995. – P. 97-121

Christiansen J.L., Stouge S. Oceanic circulation as an element in palaeogeographical reconstructions: the Arenig (Early Ordovician) as an example // Terra Nova, 1999. V. 11 (2/3). P. 73–78.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H., Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review // Journal of the Geological Society, London, 2002. V. 159. P. 631– 644.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of terrain's identity // Earth-Science Reviews, 2005. V. 72. P. 39–66.

Dronov A., Holmer L. Ordovician sea-level curve: Baltoscandian view // The 5th Baltic Stratigraphical Conference: Basin Stratigraphy // Modern methods and problems. Vilnius, 2002. P. 33–35.

Dronov, A.V. Magnitude of sea-level changes in the Ordovician of Baltoscandia // WOGOGO-2004. 8th Meeting on the Working Group on the Ordovician Geology of Baltoscandia. Abstracts and Field Guidebook. Tallinn. 2004. – P. 21–22.

Dronov A., Rozhnov S. Climatic changes in the Baltoscandian basin during the Ordovician: sedimentological and palaeontological aspects // Acta Palaeontologica Sinica, 2007. V. 46 (Suppl.). P. 108–113.

Dronov, A., Tolmacheva, T., Raevskaya, E., Nestell, M. (eds.) Cambrian and Ordovician of St. Petersburg Region. Guidebook for the pre-conference field trip. 6th Baltic Stratigr. Conf. 23–25, 2005, St. Petersburg. –P. 1–62.

Dunham, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Ham, W.E. Classification of carbonate rocks. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists Memoir. 1962. 1. – P. 108–121.

Ekdale A.A., Bromley R.G. Bioerosional innovation for living in carbonate hardgrounds in the Early Ordovician of Sweden // Lethaia, 2001. V. 34 (1). P. 1–12.

Embry, A. F. Transgressive–Regressive (T–R) Sequence Stratigraphy. 22nd Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Bob F. Perkins Conference. 2002. – P. 151–72.

Fortey R.A., Cocks L.R.M. Palaeontological evidence bearing on global Ordovician–Silurian continental reconstructions // Earth-Science Reviews, 2003. V. 61. P. 245–307.

Hansen, T., Nielsen, A. T. Upper Arenig trilobite biostratigraphy and sea-level changes at Lynna River near Volkhov, Russia // Bull. of the Geological Soc. of Denmark. Vol.50. №1.2003. – P. 105–113.

Hansen, T. Trilobites of the Middle Ordovician Elnes Formation of the Oslo Region, Norway // Fossils and Strata. 2009. 56. – P. 1–215.

Hansen, T., Nielsen, A.T. & Bruton, D. L.: Palaeoecology in a mud-dominated epicontinental sea: A case study of the Ordovician Elnes Formation, southern Norway // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. 299. –C. 348–362.

Histon, K. Telescoping in orthoconic nautiloids: An indication of high or low energy hydrodynamic regime? // Berichte der Geologischen Bundesanstalt. 1999. B. 57. – P.431–442.

Ivantsov, A. The trilobites of subfamily Asaphinae of Baltic-Ladoga clint // Paleontological J. Vol. 37. Suppl. 3. 2003. – P. 231–336.

Jaanusson, V. Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia: Lethaia, 1973. Vol. 6. – P. 11–34.

Jaanusson V. Confacies differentiation and upper Middle Ordovician correlation in the Baltoscandian basin // Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 1995. V. 44. P. 73–86.

James, N.P. The cool-water carbonate depositional realm // In James N.P. & Clarke J.A.D. editors. Cool-water carbonates. SEPM Special Publication. 1997. V. 56. – P. 1-20.

Kiipli E., Kiipli T., Kallaste T. Reconstruction of currents in the Mid-Ordovician-Early Silurian central Baltic Basin using geochemical and mineralogical indicators // Geology 2009/37. – P. 271-274.

Lindström M. The Ordovician climate based on the study of carbonate rocks //In: Aspects of the Ordovician System. Palaeontological contributions from the University of Oslo. 1984a. № 295. P. 81–88.

Mitchum R.M. jr., Van Wagoner J.C. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles // Sedimentary Geology. 1991. Vol. 70. – P. 131-160.

Modlinski, Z., Szymanski B. The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland) // Geological Quarterly. V. 41. №.3. 1997. p. 273-288.

Nestor, H. Basin development and facies models. // Kaljo, D. & Nestor, H. (eds.) // Field Meeting Estonia 1990. An Excursion Guidebook. Estonian Acad. Sci., Tallinn. – P. 33–36.

Nielsen, A.T. Trilobite systematics, biostratigraphy and palaeoecology of the Lower Ordovician Komstad Limestone and Huk Formations, southern Scandinavia. // Fossils and Strata, 1995. V. 38. P. 1–374.

Nielsen, A.T. Sea-level changes – a Baltoscandian perspective //The Great Ordovician Biodiversification Event. Part II. Conspectus of the Ordovician world (eds B.Webby, M. Droser, F. Paris & I. Percival). 2004. New York: Columbia University Press. – P. 84–93.

Nielsen, A.T. Ordovician sea-level changes in Baltoscandia // WOGOGO-2004. 8th Meeting on the Working Group on the Ordovician Geology of Baltoscandia. Abstracts and Field Guidebook. Tallinn. 2004. – P. 69–70.

Nielsen, A.T. Reinvestigation of the Volkhov and lower Kunda in Estonia and western Russia: preliminary biostratigraphic results // WOGOGO-2004. 8th Meeting on the Working Group on the Ordovician Geology of Baltoscandia. Abstracts and Field Guidebook. Tallinn. 2004. – P. 71–72.

Nõlvak, J., Hints, O., Männik, P. Ordovician timescale in Estonia: recent developments // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 2006. 55. 2. – P. 95-108.

Owen, A.W., Bruton, O.L., Bockelie, J. F., Bockelie, T. The Ordovician successions of the Oslo Region, Norway. Nor. geo. unders. 1990. –58 p.

Paulamäki S., Kuivamäki, A. Depositional History and Tectonic Regimes within and in the Margins of the Fennoscandian Shield During the Last 1300 Million Years. Geological Survey of Finland. Working Report 2006-43. 2006. – P. 137.

Põldsaar, K., Ainsaar, L. Ordovician calcareous sandstone and gravellite erratic boulders from Hiiumaa: composition and origin // The Seventh Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts and Field Guide. Tallinn. 2008. – P. 53.

Raukas A., Teedumae A. Geology and Mineral Resources of Estonia. Tallinn. 1997. Estonian Acad. Publishers. – 436 p.

Raymond P. The Correlation of the Ordovician Strata of the Baltic Basin with those of Eastern North America. // Bull. Museum Compar. Zool. Harv. Coll., 1916. V. 56. № 3. P. 43–48.

Saadre, T., Einasto, R., Nõlvak, J., Stoug, S. 2004–10–20: Ordovician stratigraphy of the Kovel-1 well (Volkhov–Haljala) in the Volynia region, northwestern Ukraine // Bulletin of the Geological Society of Denmark 51, 47-69.

Schmidt F. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischen Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abt.I. // Mem. De l'Acad. Imp. des Sciences de St. Petersburg. VII Serie. 1881. T.XXX, № 1. St. Petersburg.

Sibley D.F., Gregg J.M. Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 57. № 6. 1987. p. 967-975.

Seilacher, A., 1981. Towards an evolutionary stratigraphy. Concepts and methods in Paleontology // Acta Geol. Hisp. 16. – P. 39-44.

Stouge, S. Ordovician siliciclastics and carbonates of Öland, Sweden. In A. Munnecke & T. Servais (Eds.), Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate. Abstracts and Field Guides. 2004. Erlanger Geologische Abhandlungen 156, 91-111.

Sturresson, U., Dronov, A., Saadre, T. Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Estonia: a clue to the origin of iron oolites? // Sedim. Geol. 123 (1999). – P. 63–80

Sturresson, U., Heikoop, J.M., Risk, M.J. Modern and Palaeozoic iron ooids—a similar volcanic origin // Sedimentary Geology 136. 2000. – P. 137–146.

Tjernvik T.E. On the early Ordovician of Sweden, stratigraphy and fauna.// Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, 1956. V. 36. P.107–284.

Tjernvik T.E. & Johansson J.V. Description of the upper portion of drill-core from Finngrundet in the South Bothnian Bay // Bulletin of the Geological Institutions of University of Uppsala. 1980. New series. V.8. – P. 173-204.

Trela, W. Ordovician sea-level changes in the Małopolska Block (south-eastern Poland) // WOGOGOБ-2004. 8th Meeting on the Working Group on the Ordovician Geology of Baltoscandia. Abstracts and Field Guidebook. Tallinn. 2004. – P. 98–99.

Trela, W. Condensation and phosphatization of the Middle and Upper Ordovician limestones on the Malopolska Block (Poland): Response to paleoceanographic conditions // *Sedimentary Geology*. 178. 2005. –С. 219–236.

Tucker, M.E. and Wright, P.V., 1990, Carbonate Sedimentology. Oxford.Blackwell. 482 p.

Uutela A. Proterozoic and early Palaeozoic microfossils in the Karikkoselkä impact crater, central Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 2001. V. 73, Parts 1–2. P. 75–85.

Viira, V. Lower and Middle Ordovician conodonts from the subsurface of SE Estonia and adjacent Russia // *Estonian J. of Earth Sci.* 2011. V. 60. N 1. – P. 1–21.

Vail, P.R., Mitchum, R.M. and Thompson, S., Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes in sea-level // *American Association of Petroleum Geologists*. 1977. Memoir 26. –С. 83-96.

Van Wagoner, J.C., Campion, K.M. & Rahmanian, V.D. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies // *Am. Assoc. Petrol. Geol.* 1990. Meth. Expl. Ser. 7. –С. 1-55.

Van Wagoner, J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol, J. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions // *SEPM Special Publication*. 1988. 42. – P. 39-45

Zaitsev A.V., Kosorukov V.L. Condensed Lower–Middle Ordovician Carbonate Deposits in the Northwest of the Russian Platform: Characteristics of the Clay Component // *Moscow University Geology Bulletin*, 2008, Vol. 63, No. 1, pp. 38–48.

Фондовая литература:

Алихова Т.Н. и др. Текстовые приложения к отчёту по обработке кернового материала опорных скважин, пройденных у ст. Сиверской Ленинградской области и ст. Вихма Эстонской ССР. 1948

Мокриенко З.М. и др. Геологическое строение и гидрологические условия района Малая Вишера-Будогощь. Л. 1966.

Недригайлова И.С. и др. Отчет о геолого-гидрогеологической съемки листа О-36-II, в масштабе 1:200000 (Мгинская геолого-съёмочная партия). Л., 1965.

Саммет Э.Ю., Вербова И.М. Геологическое строение и гидрогеологические условия бассейна верхнего течения рек Луга, Плюсы, Шелони и нижнего течения р. Ловати

(комплексное геолого-гидрогеологическое изучение в масштабе 1:200 000 в 1973-1976 гг.). ЛКГЭ. 1977.

Санин Д.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Ильменская. Лист О-36-II (Мга). Объясн. Зап.. СПб. 2002.

Селиванова В.А. и др. Отчет о геолого-гидрогеологической съемке листа О-35-VI, в масштабе 1:200000. Л. 1960.

Селиванова В.А. и др. Геологическое строение и гидрогеологические условия среднего течения р. Волхов (район г. Чудово). Л. 1963.

Селиванова В.А. и др. Отчет о геолого-гидрогеологической съемке бассейна нижнего течения р. Волхова в м-бе 1:200000 за 1964-65 г.г. (Ленинградская область, Волховский, Киришский и Тихвинский р-ны). Л. 1966.

Смирнова А.Г. Отчёт о результатах доразведки месторождения строительных известняков «Сельцо-Бабино», проведённой Бабинской партией в Волховском районе Ленинградской области в 1964 г. 1965.

Стумбур К.А. и др. Отчет Вайварской партии о результатах поисково-съёмочных работ в прибрежной части Финского залива северо-восточной Эстонии за 1958-1959 г. Пюсси-Ванамыйза. 1960.

Шмаенок А.И. и др. Отчет о геологической съемке листа О-35-IX г. Сланцы, масштаба 1:200000 (Сланцевская геолого-съёмочная партия). Л. 1961.

Шмаенок А.И. и др. Отчет о геолого-гидрогеологических работах масштаба 1:200000 проведенных в районе нижнего течения р. Шелони и верхнего течения р. Луги в 1954-1966 гг. Л. 1967.

Цветков Ю.И. Отчёт о результатах поисково-разведочных работ, проведённых на фосфоритоносном участке Вохов-Сясь в Волховском районе Ленинградской области в 1967 г. 1968.