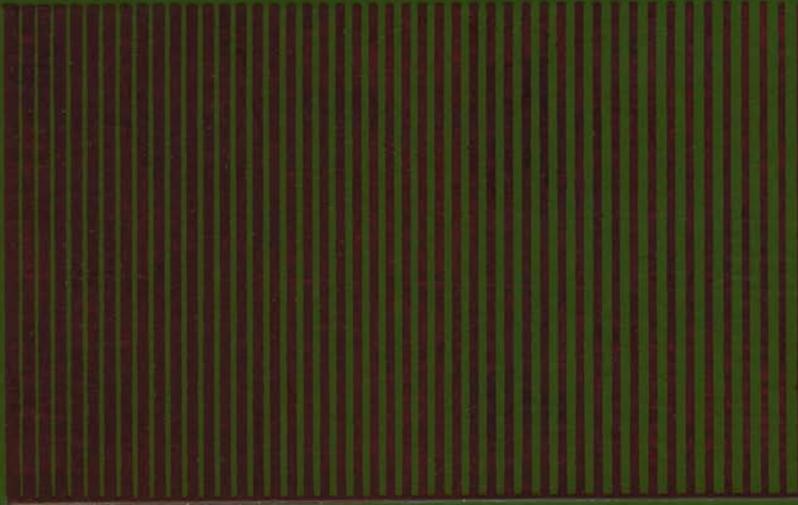




Л. ПЫЛМА

***СРАВНИТЕЛЬНАЯ
ЛИТОЛОГИЯ КАРБОНАТНЫХ
ПОРОД ОРДОВИКА
СЕВЕРНОЙ И СРЕДНЕЙ
ПРИБАЛТИКИ***



АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ЛЕМБИТ ПЫЛМА

СРАВНИТЕЛЬНАЯ
ЛИТОЛОГИЯ
КАРБОНАТНЫХ
ПОРОД ОРДОВИКА
СЕВЕРНОЙ И СРЕДНЕЙ
ПРИБАЛТИКИ

ТАЛЛИН, ВАЛГУС 1982

Художник-оформитель А. Орупьльд

УДК 552.54:551.733.1 (474.2 + 474.3)

Редакционная коллегия:

кандидаты геолого-минералогических наук С. Бауков, Х. Вийдинг, доктор геолого-минералогических наук Д. Калье (председатель), кандидат геолого-минералогических наук Э. Клааманн (секретарь), доктор геолого-минералогических наук Р. Мянниль, академик АН ЭССР К. Орвику, член-корреспондент АН ЭССР А. Раукас

На основе изучения 75 признаков вещественно-минералогического, структурного и текстурного характера выявлены литологические различия между двумя структурно-фациальными зонами послетремадокского ордовика Балтийского эпиконтинентального бассейна в Северной и Средней Прибалтике (Эстонская и Латвийская ССР). Основное внимание обращено на востороннее изучение органогенно-обломочного материала с применением количественных методов. Выявленные литологические особенности карбонатных пород послетремадокского ордовика позволяют рассматривать последние в качестве отложений, образованных преимущественно на умеренных (северная структурно-фациальная зона) и средних (осевая структурно-фациальная зона) глубинах ниже уровня (особенно в осевой зоне) постоянного активного действия волн. Выделено два основных этапа осадконакопления с четко различным набором литологических признаков.

Рис. 11. Фототабл. 24. Табл. 7. Библ. 211 назв.

П — $\frac{1904020000 - 189}{M902 (16) - 82}$ Заказное

26.3

© Академия наук ЭССР, 1982

ВЫПУЩЕНО ПО ЗАКАЗУ АКАДЕМИИ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

Введение

Карбонатные породы ордовика Балтийского эпиконтинентального бассейна, относительно мало затронутые постседиментационными изменениями, уже более ста лет пользуются особым вниманием исследователей древнего палеозоя. Они включают ценные полезные ископаемые местного (разные виды строительного сырья), а также регионального значения. Известна существенная роль ордовикских горючих сланцев в энергетическом балансе Северо-Запада СССР. В Южной Прибалтике открыты первые промышленные месторождения нефти, частично связанные также с карбонатными отложениями ордовика. Однако, до сих пор отсутствуют детальные микролитологические исследования, охватывающие весь разрез ордовика Балтийского бассейна.

Монография посвящается сравнительному литологическому изучению двух основных структурно-фациальных зон (северной и осевой) в объеме послетремадокского (преимущественно карбонатного) ордовика Северной и Средней Прибалтики (Эстонская и Латвийская ССР) (рис. 1 и 2). В настоящей работе впервые сделана попытка применить при сравнительном литологическом исследовании двух структурно-фациальных зон (в объеме практически целой системы) метод детального и точного определения детрита и других составных компонентов карбонатных пород.

Основой для данной работы послужил литологический материал, собранный автором в Институте геологии АН ЭССР за период с 1964 по 1974 гг. Изучен керн ордовикского возраста из 147 буровых скважин общей длиной около 10 тыс. погонных метров в разных частях Балтийского бассейна (Эстонская, Латвийская, Литовская и Белорусская ССР, Ленинградская и Калининградская области). 138 буровых скважин расположены на



Рис. 1. Схема Балтийского бассейна в ордовике по Р. Мяннилю (1966) с выделением района исследования.

территории, рассматриваемой в данной работе (рис. 2), а 34 из них вскрывают послетремадокский ордовик полностью. Автор познакомился также с образцами ордовикских пород Московской синеклизы, Швеции, Норвегии и США. С целью лучшего познания текстурных особенностей пород в кернах обследованы основные обнажения ордовика Северной Эстонии и Ленинградской области.

Собрано более 2500 образцов. Объем лабораторных работ составил свыше 2000 шлифовок и 1039 шлифов, из последних детально изучены (с определением объемных процентов всех компонентов) 566. Количество сокращенных химических анализов для определения карбонатов и терригенной составляющей 1081. Количество нерастворимого остатка определено в 650 образцах, из них в 507 образцах проведен гранулометрический анализ. Для определения минерального состава оолитов и глинистых минералов проведен рентгеноструктурный анализ 54 образцов.

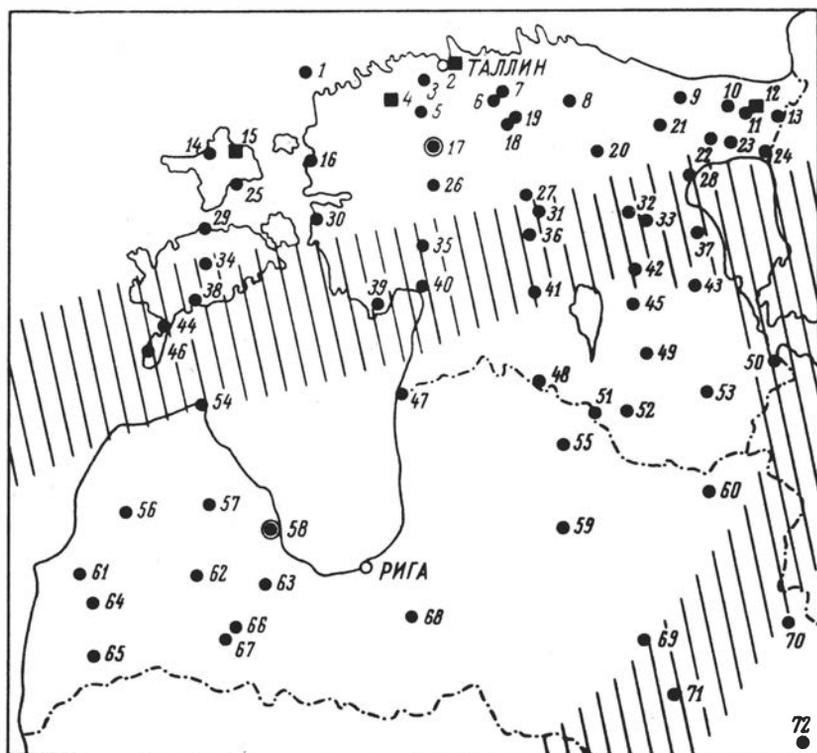


Рис. 2. Схема расположения буровых скважин: 1 — Осмуссаар (410), 2 — группа из 8 инженерно-геологических скважин в районе города Таллина (Ласнамяэ), 3 — Кейла (30а), 4 — группа из 23 геолого-разведочных скважин в районе населенного пункта Вазалемма, а также скважины Вазалемма (детальную литологическую характеристику см. Пылма, 1977), Аудевяля (321) и Муналаскме, 5 — Руйла (10), 6 — Роокюла (7018), 7 — Куузику (7017), 8 — Тапа, 9 — Савала, 10 — Пагари (4), 11 — Кайдма (312), 12 — группа из 30 геолого-разведочных скважин в восточной части Эстонского месторождения горячих сланцев, 13 — Поруну (317-Б), 14 — Кыргессаар, 15 — группа из 3 буровых скважин, пробуренных на Палукуюласком локальном тектоническом поднятии, 16 — Хаапсалу (3), 17 — Рапла (2814) (детальную литологическую характеристику см. Пылма, 19726), 18 — Сибила (7035), 19 — Каутла (7034), 20 — Ка-

марику, 21 — Туду (318), 22 — Ваабу (58'), 23 — Ийзаку (61Г), 24 — Яама (56Г), 25 — Орьяку, 26 — Лихувески, 27 — Эямаа, 28 — Ранна-Пунгерья (63Г), 29 — Мурика (511), 30 — Виртсу (360), 31 — Кабала (13), 32 — Йыгева (1), 33 — Паламузе, 34 — Эйкла (508), 35 — Аре (171), 36 — Выхма, 37 — Ныва (270), 38 — Кингиссепа (2), 39 — Селисте (173), 40 — Пярну, 41 — Вильянди (91), 42 — Лаэва (297), 43 — Каагвере (1), 44 — Каугагума (509), 45 — Кариярве (304), 46 — Охесааре, 47 — Икла, 48 — Хольдре (2), 49 — Отепя (2), 50 — Вярска (3), 51 — Валга (324), 52 — Карула (320), 53 — Выру (66-к), 54 — Колка (4), 55 — Стренчи (8), 56 — Пилтене (30), 57 — Талсы (55), 58 — Энгуре (детальную литологическую характеристику см. Пылма, 1972а), 59 — Дзербене (100), 60 — Алуksне (99), 61 — Адзе (6), 62 — Кандава (25), 63 — Виесате (87), 64 — Айзпуте (41), 65 — Приекуле (20), 66 — Блидене (5), 67 — Стури (8), 68 — Балдоне (80), 69 — Аташиене (9), 70 — Лудза (15), 71 — Вышки (25), 72 — Берзини (Морозики) (литологическую характеристику см. Пылма и др., 1977). В скобках указан номер скважины по первичной документации. Штриховкой показана переходная полоса между северной и осевой структурно-фациальными зонами.

При классификации изученных пород по вещественному составу, структурам и текстурам, использована классификация разработанная для ордовикско-силурийских карбонатных пород Балтийского бассейна (Вингисаар и др., 1965). В отличие от принятой в ней глинистые известняки (содержание нерастворимого остатка 10 — 25 %) в монографии подразделены на слабоглинистые (10 — 15 %), среднеглинистые (15 — 20 %) и сильноглинистые (20 — 25 %) (Ораспыльд, 1964).

Лабораторное изучение образцов (химический, гранулометрический, рентгеноструктурный анализы) проведено в лабораториях Института геологии АН ЭССР и Тартуского государственного университета по общепринятым методикам. Эти методы в данной работе специально не рассматриваются. Кратко остановимся лишь на методике полевых работ и на лабораторных методах изучения шлифов и пришлифовок.

Описание кернов буровых скважин проведено сверху вниз по интервалам описания, представляющим из себя по существу наиболее однородные интервалы керна (обычно отдельные части пачек или свит). Все выделенные интервалы представлены

одним или несколькими образцами. Средний интервал опробования при полном разрезе составлял 0,6 — 0,8 м (скв. Рапла, Лазва и др.), но обычно колебался в пределах 1 — 2 и более метров. В образец была взята половина керна длиной 5 — 20 см. Подошва образца была обозначена стрелкой на куске керна. Для обеспечения представительности шлифов и проб, предназначенных на химические анализы, они отбирались на предварительно распиленных ровных поверхностях образцов. Изучению каждого шлифа под микроскопом предшествовало изучение соответствующей пришлифовки под бинокулярном.

При изучении шлифов для получения объемных процентов всех встречающихся в них компонентов, а также группового состава органогенно-обломочного материала, был использован метод подсчета точек, предложенный А. Глаголевым (1933) для минералогического анализа, но в последнее время широко применяемый и при изучении карбонатных пород (см. Purdy, 1963). Этот метод менее трудоемок, чем методы М. Делесса и А. Розивала, и обеспечивает в общем ту же точность (см. Глаголев, 1933). Количество точек подсчета для каждого шлифа выбиралось не менее 500.

Изучение карбонатных пород ордовика в обнажениях Северной Эстонии развивалось в общих чертах аналогично становлению и развитию литологии карбонатных пород как науки в целом. XIX век (особенно первая и начало второй половины) характеризуется многочисленными стратиграфическими и палеонтологическими работами, в которых часто также приведена макролитологическая информация (работы Э. Эйхвальда, Ф. Шмидта, К. Гревингга и др.). В семидесятых годах прошлого века появляются первые исследования химического состава (Kupffer, 1870) и микроструктуры (Lagorio, 1876) ордовикско-силурийских карбонатных пород. В первых десятилетиях XX века литологические исследования связаны преимущественно с изучением горючих сланцев (работы Л. Фокина, М. Залесского и др.). Видное место в литолого-биостратиграфических исследованиях того времени занимает работа В. Ламанского (1905). В 20-х и 30-х годах макролитологические данные были приведены в стратиграфических и палеонтологических работах Х. Беккера и А. Эпика. Однако, самое видное место в литологических исследованиях ордовикских карбонатных пород в довоенные годы занимает монография К. Орвику (Orviku, 1940), посвященная изучению литологии азериского, ласнамягиского и ухакусского горизонтов в приглитовой части Северной Эсто-

нии. В послевоенные годы первыми детальными исследованиями в области литологии и палеоэкологии карбонатных пород в Северной Эстонии были диссертационные работы Э. Юргенсон (1953) и А. Ораспыльд (1953) по среднему ордовику.

На преобладающей части изученной нами территории (Средняя и Южная Эстония и Латвия) литологические исследования карбонатных пород ордовика были начаты только после войны. В это время на территории Советской Прибалтики широко развернулись поисковые и геолого-съёмочные работы, в результате которых была создана сеть глубоких буровых скважин. В начале 60-х годов появились первые статьи по результатам проведенных буровых и геолого-съёмочных работ, касающиеся и ордовикских отложений данного региона (Каяк, 1962, Кала и др., 1962, Кырвел, 1962, Карпицкий, 1966 и др.). Специальные литологические исследования ордовикских пород проводили К. Орвику, Э. Юргенсон, Р. Ульст, А. Ораспыльд, С. Бауков и др. авторы. Они изучили литологию и литостратиграфию некоторых горизонтов, отдельные генетические типы пород, вопросы минералогического, структурного и текстурного характера, связанные с различными интервалами ордовикского разреза. Макролитологические данные приведены также в ряде стратиграфических работ Р. Мянниля, А. Рыымусокса и др. Накопившиеся материалы были в середине 60-ых годов обобщены Р. Мяннилем в монографии "История развития Балтийского бассейна в ордовике" (1966). В ней проведено биостратиграфическое сопоставление разрезов, описывается характер и распределение фаций, приводятся основные черты распределения и развития фауны в Балтийском бассейне. В докторской диссертации А. Рыымусокса (1967), посвященной стратиграфии среднего и верхнего ордовика в Северной Эстонии, приведена макролитологическая характеристика многих (в основном стратотипических) обнажений и кернов буровых скважин. Однако уже к середине 60-х годов возникла необходимость более детального литологического изучения ордовикского разреза в целом (особенно его основной карбонатной части) и сравнения условий осадконакопления отдельных фациальных зон. Частичному восполнению этого пробела посвящена настоящая монография.

Фактическим материалом и постоянными ценными консультациями в работе автору содействовал сотрудник Института геологии АН ЭССР Р. Эйнасто. Содействие в сборе материалов оказали геологи Э. Кала, К. Каяк, П. Вингисаар, Э. Эрисалу,

В. Юргенсон (Управление геологии СМ Эстонской ССР); В. Каприцкий и кандидат геолого-минералогических наук А. Брангулис (ВНИИМОРГЕО), А. Мурниекс (Управление геологии при СМ Латвийской ССР). Автор неоднократно пользовался полезными советами академика АН ЭССР К. Орвику, кандидатов геолого-минералогических наук Э. Юргенсон, Х. Вийдинга, А. Аалоз из Института геологии АН ЭССР, доцента А. Ораспыльд из Тартуского государственного университета и доктора В. Януссона из Музея истории природы в Стокгольме. Рисунки оформлены Л. Липперт. Названным выше лицам, а также всем содействовавшим завершению этой работы автор считает своим долгом выразить глубокую признательность.

Особенно многим автор обязан доктору геолого-минералогических наук Р. Мяннилю за большую и всестороннюю помощь на основных стадиях выполнения настоящей работы.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

В современном структурном плане для изученной территории в целом характерно моноклиналиное залегание ордовикских отложений с общим падением в юго-западную и южную направления, т.е. в сторону Балтийской синеклизы и Латвийской седловины. Наклон поверхности кристаллического фундамента в пределах Эстонии колеблется от 2,1 до 3,7 м на 1 км (Вахер, 1972), а падение осадочных пород по подошве латорпского горизонта составляет от 1,9 до 4,2 м на 1 км (Пуура, Мардла, 1972). В Латвии наклон поверхности кристаллического фундамента преимущественно 3 — 7 м на 1 км (Инданс, 1962). Общее моноклиналиное залегание осложняется локальными тектоническими поднятиями разного характера. На сводовой части самого крупного из них (Локновского) ордовикские отложения отсутствуют вследствие додевонской денудации.

Послетремадоксские ордовикские отложения на данной территории залегают преимущественно на размытой поверхности терригенных отложений пакерортского или цератописевого (местами в Северной Эстонии и в Балтийском синеклизе) горизонтов тремадока. Только на полуострове Курземе изученные отложения иногда залегают на размытой поверхности

среднекембрийских терригенных отложений. Ордовик перекрывается терригенно-карбонатными отложениями нижнего силура или при денудационном срезе девонскими карбонатно-терригенными породами. Мощность всей толщи изученных отложений в северной структурно-фациальной зоне не превышает 200 м, а в осевой составляет не более 230 м (Пылма, 1973а.).

Общая структурно-фациальная зональность ордовикских отложений Балтийского бассейна установлена Р. Мяннилем (1966б). Выделенные им в рассматриваемом регионе Эстонскую и Шведско-Латвийскую структурно-фациальные зоны автор переименовал на северную и осевую структурно-фациальные зоны (Пылма, 1967; Põlma, 1967). На основе изучения литологии пограничных разрезов между этими двумя зонами мы (Пылма, 1967; Põlma, 1967) выделили переходную полосу шириной от 40 до 80 км, представленную чередующимся комплексом пород из основных зон либо характерными только для данной полосы переходными, специфическими типами пород.

Представленная стратиграфическая схема (табл. 1) составлена на основе следующих материалов: Мяннийль, 1958а,б, 1960, 1963, 1966б; Рыбусокс, 1956, 1960, 1967, 1970; Орвику, 1960а, б; Ульст, 1960; Ульст, Гайлите, 1970; Гайлите, Ульст, 1972; Ульст, 1972; Мяннийль; Пылма, Хинтс; 1968; Ораспыльд, 1975а, б; Мяги, 1970. При составлении данной схемы были также учтены материалы расширенного пленума Прибалтийской РМСК (Рига, 21 — 22 ноября 1974 г.).

Послетремадокские ордовикские отложения на изученной нами территории представлены в разной степени глинистыми и в меньшей мере чистыми карбонатными (преимущественно известковыми, реже доломитовыми) породами (рис. 3 и 4).

Появление первых прослоев карбонатных пород в ордовике Прибалтики связано уже с отложениями тремадокского кераглин и алевролитов, содержащих глауконит, прослеживаются прослои (мощностью 5 — 15 см) глинистых известковистых топигевого горизонта (АIII) в Елгавском прогибе, где среди доломитов и домеритов с незначительным содержанием (обычно менее 10%) трилобитового детрита.

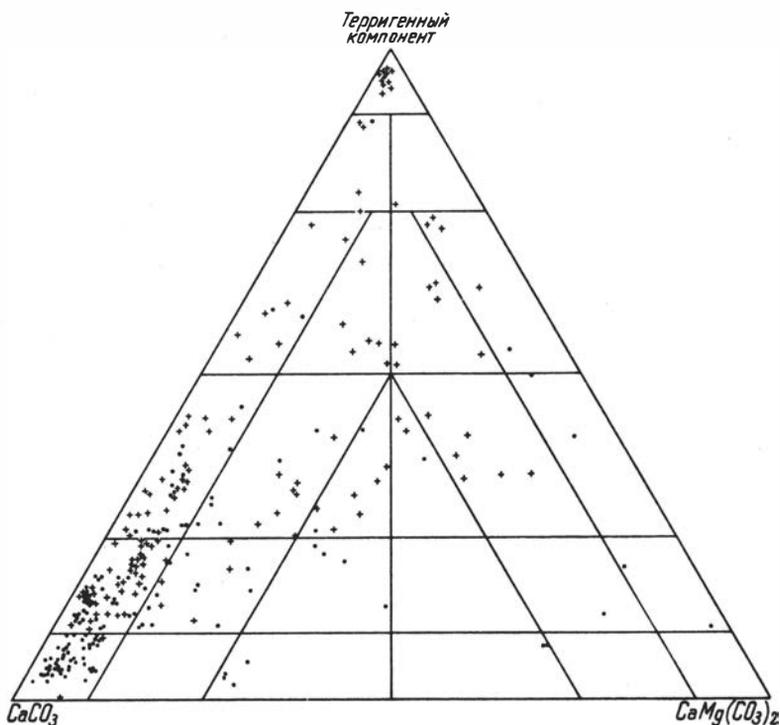


Рис. 3. Распределение типов пород послетремадокского ордовика в скважинах Рапла (северная структурно-фациальная зона, анализы (143) обозначены точкой) и Энгуре (осевая структурно-фациальная зона, анализы (126) обозначены крестиком).

1.1. НИЖНИЙ ОРДОВИК

Нижнеордовикские (без тремадока) отложения в северной структурно-фациальной зоне сложены сравнительно маломощными (до 20 м), в основном зеленовато-серыми, от тонко- до микрокристаллических, мелкодетритовыми (преобладают обломки остатков иглокожих и трилобитов), от слабо- до среднеглинистых или алевролитистыми известняками, доломитовыми известняками и доломитами с глауконитом и гетитовыми ооли-

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПОСЛЕТРЕМАДОКСКИХ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ И СРЕДНЕЙ ПРИБАЛТИКИ

| ОТДЕЛЫ | ВЕРХНИЙ ОРДОВИК | АШТИЛЬСКИИ | ЯРВСЫ | ГОРИЗОНТЫ | ПОДГОРИ- ЗОНТЫ | Структурно-фациальные зоны | | | |
|--------|-----------------|------------|-------|--------------------|----------------------------------|--|--------------------------|---|--|
| | | | | | | Северная | Осевая | Пачки | |
| | | | | Запад | Восток | Свиты | Свиты и пачки | Пачки | |
| | | | | поркуниский FII | | камарикуская FIIK тыраверская FIIT | салдус- ская свита | броценская пилтенская пачки | |
| | | | | пиргуский FIc | пийрсаулский FIc ² | снугская FIcS вожлайдская FIIV | кулдиг- ская свита | эдольская бернатская пачки | |
| | | | | | нийрсаулский FIc ¹ | рэаская FIcR адилаская FIcA халликуская FIcH | куйлис- кая свита | | |
| | | | | вормиский FIb | нийбиский FIc ¹ | моэская FIcM | юнсторп- ская свита | | |
| | | | | набалаский FIa | | кыргессааре- ская FIbK | фьякская свита | | |
| | | | | | | сауныяская FIaS паэньская FIaP | воорес- кая свита | сауныяская паэньская скрундаская пачки | |

| | | | | | |
|---------------------|--|--|--|---------------------------|--|
| раквереский E | | | тудуская E'Т пийлсская E'Р | моссен- ская свита | приекульская пачка черные граптоли- товые аргиллиты |
| оандуский DIII | | | оандуская DIII вазалеммас- сакуская DIII | блиден- ская свита | |
| кейлаский DII | лаагриский DIIβ | Вазалеммас- кая DIIβV пяэскюлаская DIIβP | | | |
| йыхвиский DI | ристнаский DIα | | | адзская свита | |
| идавереский CIII | шундоров- ский CIIIβ омяаский CIIIα | | | | |
| кукрузеский CII | хумалаский CII3 савалаский CII2 кохтлаский CII1 | | | дрейман- ская свита | |

| | | | | |
|----------------|---------------------------------|---|--|------------------|
| НИЖНИЙ ОРДОВИК | | | | таурупская свита |
| ЛАНВЕРНСКИЙ | уакусский C _{1c} | убьяский C _{1c} ³ раазикусский C _{1c} ² кадакасский C _{1c} ¹ | | |
| | ласнамягский C _{1b} | | | |
| | азериский C _{1a} | виймсиский C _{1aβ} люганузеский C _{1aα} | оякюлаская C _{1aβO} мартсаская C _{1aαM} сыткеская C _{1aαS} | балдонская свита |
| | кундаский VIII | алуояский VIII _β | напаская VIII _{γN} осму-убари-валгей- сса-валгей- рес-сая VIII _{αO} VIII _{γV} VIII _{γV} пакри-ныммес- сая утриаская VIII _{βP} VIII _{βN} VIII _{βV} вокаская VIII _{βV} | |
| | | валаетеекий И валаетеекий VIII _β | | |
| | | хундерумский VIII _α | | |

цицерская
свита

| | | | |
|--|------------------------------------|-----------------------------------|--|
| Волховский ВЦ | лангевояский ВЦУ | лахепереская ВЦУ ^L | ладаская ВЦУ ^P кальвиская ВЦУ ^K |
| | вьянаский ВЦ ^В | телиныммеская ВЦ ^{ВТ} | кюннапъхьяс- кая ВЦ ^{ВК} |
| лагорпский В ₁ | тырвайызский ВЦ ^Ц | сакасая ВЦ ^{ЦS} | |
| | биллинген- ский В _{1В} | | пайтеская В _{1В} ^P мяэколаская В _{1В} ^M |
| | хуннебергский | | ируская В _{1а} ^I |
| A P E N I T S K I J | | | |
| | | | |
| зебреская свита (верхняя часть) | | | |

тами (VI — VIII). Часто встречаются резко выраженные поверхности перерыва, отмечающие длительные перерывы в осадконакоплении (Ламанский, 1905, Orviku, 1961). Базальная часть послетремадокского ордовика в северной зоне (VIaJ) сложена кварц-глауконитовыми породами с содержанием глауконита до 90% (табл. 1). В пределах зоны прослеживается увеличение роли песчаного и алевритового материала в западном (особенно в северо-западном) направлении, а также постепенное уменьшение мощности нижнеордовикских послетремадокских отложений.

В переходной полосе нижнеордовикские отложения в рассматриваемом объеме сложены пестроцветными (красные, коричневатые, желтые, зеленые тона) мелкодетритистыми (преобладают обломки остатков трилобитов и иглокожих), от слабо- до сильноглинистых, микрокристаллическими известняками и реже доломитами (нижняя часть VII) (скв. Охесааре, Пярну, Аре, Лаэва и др.). В сравнении с северной зоной здесь устанавливается уменьшение размерности, а также количества зерен глауконита и гетитовых оолитов. Последние замещаются гетитизированными обломками остатков фауны, часто называемыми "псевдооолитами". Мощность отложений VI — VIII в переходной полосе обычно колеблется в пределах 10 — 20 метров.

В осевой структурно-фациальной зоне разновозрастные отложения представлены относительно мощной толщей (около 100 м в Елгавском прогибе) преимущественно красноцветных глинистых и известковых мергелей, карбонатных и даже чистых глин с прослоями глинистых известняков и реже (только в нижней части VI) доломитов (скв. Приекуле, Энгуре, Стури, Дзербене и др.). Роль известняков кверху быстро увеличивается. Количество преимущественно трилобитового детрита в этих отложениях центральной части зоны не превышает 10% (VI — VII) или 15% (VIII). В разрезах осевой зоны, особенно ее центральной части, в латорпском (скв. Кандава, Балдоне и др.) и кундаском (скв. Дзербене) горизонтах встречаются прослой (мощностью до 20 см) черных граптолитовых аргиллитов (рис. 6). Поверхности прерыва в интервале VI — VIII в осевой зоне редки. Послетремадокские нижнеордовикские отложения в осевой структурно-фациальной зоне включены в цецерскую и частично в зебрескую и балдонскую свиты (см. табл. 1).

1.2. СРЕДНИЙ ОРДОВИК

В северной структурно-фациальной зоне средний ордовик сложен сравнительно мощной (до 80 м) толщей зеленовато-серых, в разной степени глинистых, преимущественно мелкодетритистых (преобладает детрит иглокожих и трилобитов) микрокристаллических известняков (C_{Ia} — D_{II}), известняковых мергелей (D_{III}) и светло-серых чистых скрытокристаллических известняков (E) с редким детритом водорослей и остракод (скв. Кыргессааре, Хаапсалу, Рапла, Камарику и др.). Первые преимущественно скрытокристаллические известняки в северной зоне встречаются уже в пязэскюлаской пачке кейлаского горизонта. В нижней части среднего ордовика присутствуют гетитовые и франколитовые оолиты (C_{Ia}, C_{Ib})^b. С кукрузеским горизонтом в восточной части северной зоны связаны промышленные скопления кукерсита (горючего сланца) (рис. 6). В Западной Эстонии, в верхней части среднего ордовика (D_{II} — D_{III}) встречается первый в Балтийском бассейне биогермный комплекс * (Вазалеммаский).

Среднеордовикские отложения переходной полосы сложены на преобладающей части территории Эстонии (между скважинами Охесааре и Лаэва) чистыми (C_{Ia} — C_{III}) или от слабо- до среднеглинистых (C_{III} — D_{II}), микро- и тонкокристаллическими мелкодетритистыми и мелко детритовыми (преобладают обломки иглокожих) преимущественно сероцветными известняками. Пестроцветность прослеживается в C_{Ia} и C_{Ib}, ограничено также в C_{III} (скв. Пярну, Селисте). Мощность скрытокристаллических известняков раквереского горизонта в переходной полосе существенно уменьшается (до 1,8 м в скв. Охесааре) и местами они представлены микрокристаллическими разновидностями. В восточной части переходной полосы (скв. Вярска, Вышки и др.) среднеордовикские отложения становятся существенно глинистыми, особенно в D_I — D_{III}. В этом интервале часто преобладают известковые мергели с прослоями

*Под биогермным комплексом подразумевается весь разнообразный комплекс мелководных карбонатных отложений, вмещающих биогермные тела (шлейфовые, лагунные и др. отложения).

глинистых мергелей и глинистых известняков. Мощность среднеордовикских отложений в переходной полосе увеличивается в восточном направлении от 45 м (скв. Охесааре) до 86 м (скв. Вярска).

В осевой структурно-фациальной зоне (скв. Приекуле, Стури, Энгуре, Балдоне и др.) среднеордовикские отложения сложены редким мелким детритом (преобладают обломки остатков трилобитов) сероцветными и красновато-коричневыми (С_{Ia}, частично С_{Ib} и С_{Ic}), от средне- и сильноглинистых, скрытокристаллическими известняками (С_{Ia} — С_{Ic}); сероцветными мелкодетритистыми (преимущественно сильно и пиритизированный трилобитовый детрит), от средне- и сильноглинистых, скрытокристаллическими известняками с прослоями известковых мергелей, особенно в верхней части (С_{II} — D_{II}); комплексом известковых и глинистых мергелей и известковых глин, содержащих в верхней части пачку черных граптолитовых аргидлитов (D_{III} — E). В последнем интервале содержание детрита минимальное. Поверхности перерыва практически отсутствуют. Мощность отложений среднего ордовика в этой зоне в среднем составляет около 55 м. К среднему ордовика в осевой структурно-фациальной зоне относятся балдонская (частично), таурупская, дрейманская, адзеская, блиденская и моссенская свиты (см. табл. 1). В интервале С_{III} — D_{II}, особенно в западной части изученной территории, прослеживаются частые прослой метабентонитов.

1.3. ВЕРХНИЙ ОРДОВИК

В северной структурно-фациальной зоне верхнеордовикские отложения (скв. Кыргессааре, Хаапсалу, Рапла, Камарику и др.) образуют толщу чередования, в которой светло-серые чистые скрытокристаллические мелкодетритистые (водорослевый детрит) часто с комковатой текстурой известняки преобладают над зеленовато- и синевато-серыми, от слабо- до сильноглинистых, мелкодетритистыми (преобладают обломки остатков водорослей) микрокристаллическими известняками (F_{Ia} — F_{Ic}). Поркуниский горизонт в северной зоне сложен преимущественно биогермным комплексом пород, включающим вохилайдскую, сиугескую и тыреверескую пачки. Выше этих пачек залегают карбонатные (преимущественно доломитовые) породы со значительным содержанием (до 50% от всей породы)

алевритового и песчаного кварца, также поркуниского возраста венчающие разрез ордовика в северной зоне (камарикуская пачка). Поркунискому, а также верхней части пиргусского горизонта, как в рассматриваемой зоне, так и в пределах всей изученной территории свойственно повышенное содержание доломита (Пьяма, 1973б). На этих двух уровнях (верхняя часть F_{1c}, F₁₁) установлено много поверхностей перерыва. Общая мощность верхнеордовикских отложений в северной структурно-фациальной зоне доходит до 90 м.

Для верхнеордовикских отложений переходной полосы характерны прежде всего изменчивые мощности горизонтов, местами (скв. Охесааре) до полного отсутствия некоторых из них (F_{1c}) и значительное увеличение глинистости по сравнению с северной зоной. Мощность отложений верхнего отдела ордовика в переходной полосе колеблется в пределах от 17 м (скв. Охесааре) до 60 м (скв. Лаэва). В отложениях набалаского горизонта в переходной полосе среднеглинистые мелкодетритистые (водорослеоиглокожевый детрит) микрокристаллические известняки (нередко с глауконитом) преобладают над чистыми скрытокристаллическими известняками с редким, преимущественно водорослевым детритом. Встречаются также строматолиты (скв. Лаэва, Каагвере). Средняя часть верхнего ордовика (F_{1b} — F_{1c}) сложена преимущественно известковыми мергелями (нередко доломитистыми или доломитовыми) и средне- до сильноглинистыми, мелкодетритистыми (преобладает иглокожевый детрит) микрокристаллическими известняками и доломитистыми известняками. В F_{1b} и в нижней половине F_{1c} породы пестро-цветные (красные, коричневые, фиолетовые и желтые тона) или реже красновато-коричневые. В восточной части переходной полосы (в пределах Восточной Латвии) перечисленные выше тона окраски обычно отсутствуют и разрез относительно карбонатный. Во вмещающих пестро-красноцветные толщи отложениях присутствует мелкозернистый глауконит (рис. 5). В некоторых скважинах (Лаэва, Эйка и др.) в известковых мергелях и сильноглинистых известняках вормиского горизонта установлены гетитовые оолиты. В пиргуском горизонте присутствуют (скв. Выхма, Каугатума) биогермные комплексы пород мощностью до 45 м. Поркуниский горизонт сложен либо отложениями типичными для осевой зоны (скв. Охесааре, Каугатума), либо домеритами с изменчивым содержанием алевритового или мелкопесчаного

кварца (скв. Лаэва), а в пределах Восточной Латвии — относительно чистыми карбонатными породами (скв. Аташиене).

В осевой структурно-фациальной зоне отложения верхнего ордовика представлены снизу вверх: 1) чередованием зеленовато-серых среднеглинистых и светло-серых чистых скрытокристаллических известняков со строматолитами, детритистых (детрит в основном трилобитовый) или практически без детрита, с прослоями серовато-зеленых мергелей (F_{Ia}), 2) черными граптолитовыми аргиллитами (F_{Ib}), 3) мощной преимущественно красноцветной толщей известковых мергелей и скрытокристаллических глинистых известняков, обычно с незначительным содержанием мелкого, главным образом трилобитового детрита (F_{Ic}, юнсторпская и кулийская свиты), включающей в средней и верхней части чистые или слабоглинистые светло-серые скрытокристаллические известняки (паровейская свита) с редким детритом остракод и водорослей, 4) серыми домеритами с прослоями скрытокристаллических глинистых доломитовых известняков и изменчивым содержанием органогенно-обломочного (трилобиты, иглокожие) материала (F_{II}, кулдингская свита). Венчается ордовикский разрез в осевой структурно-фациальной зоне крайне мелководным комплексом отложений салдусской свиты (F_{III}), включающей: 1) светло-серые детритовые (преобладают остатки иглокожих) известняки с изменчивым содержанием карбонатных оолитов, сгустков, известнякового обмолочного материала, алевроитового и песчаного аллотигенного кварца (пилтенская пачка) и 2) микрослойчатые темно-серые домериты со знаками ряби и трещинами усыхания, содержащими прослой иглокожевого, водорослевого или мшанкового детрита (броцеская пачка). Общая мощность верхнеордовикских отложений в осевой зоне, по нашим данным доходит до 90 м.

2. ВЕЩЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДВУХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

В настоящей главе рассматривается распределение основных компонентов (карбонатов и терригенного материала), наиболее распространенных аутигенных минералов, а также глинистых минералов в изученных отложениях Северной и Средней Прибалтики (табл. 3).

2.1. ОСНОВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ

Значительные различия между северной и осевой структурно-фациальными зонами прослеживаются в количествах двух основных компонентов карбонатных пород — терригенного составляющего, главным образом кварц и глинистые минералы, и карбонатов. Средние содержания терригенного материала в послетремадокском ордовике, вычисленные для отдельных скважин, демонстрируют закономерное увеличение его количества к центру осевой зоны и соответственно прослеживается уменьшение карбонатного составляющего. Приближенные пределы содержания терригенного материала следующие: для северной зоны — 10 — 25%, для переходной полосы — 15 — 35% и для осевой зоны — 20 — 90%.

Распределение терригенного материала в горизонтальном плане более равномерное в осевой зоне. В северной зоне на характер распределения двух основных компонентов, вероятно, значительное влияние имела конфигурация близко находившегося пенеplenизированного континента (см. также Мянниль, 1966б). В интервале $V_I - D_{II}$ изменения терригенного материала в обеих зонах однонаправленные. Максимальное его содержание прослеживается в $V_I - V_{II}$, в остальной части этого интервала повышенные количества терригенного компонента отмечены только отдельными прослоями (Пылма, 1972а,б) и пачками. В интервале $D_{III} - F_{II}$ распределение терригенного материала между зонами резко контрастное. В северной зоне (Пылма, 1972б) его содержание обычно небольшое (менее 10%), а в осевой зоне (Пылма, 1972а) нередко превышает 75%, особенно в D_{III} и F_{Ib} .

На основе приведенных данных, видимо, еще нельзя сделать окончательного вывода о путях поступления терригенного материала, а скорее всего отмеченные закономерности демонстрируют распределение глубин в пределах изученного нами региона, как это уже отмечено Р. Мяннилем (1966б) для Балтийского бассейна в целом.

2.2. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

В карбонатных отложениях для реконструкции фациальной обстановки аутигенные минералы имеют большее значение, чем аллотигенные. Тем более, что последние (кроме глинистых минералов) в изученных нами отложениях встречаются в незначительных количествах. Ниже будут кратко изложены сравнительные данные о распространении основных аутигенных минералов, а также керогена и битумов в северной и осевой структурно-фациальных зонах. Результаты рентгенографического исследования позволяют представить некоторые общие соображения по распространению глинистых минералов.

2.2.1. Кальцит

Из аутигенных минералов на всей рассматриваемой территории (кроме зон тектонической трещиноватости и нарушений, где породы подвергнуты доломитизации) господствует кальцит. Его содержание находится в обратнопропорциональной зависимости от содержания терригенного материала. Так, в северной зоне среднее содержание кальцита на основе около 300 анализов составляет 78%, а в осевой зоне по данным более 400 анализов не превышает 53% (см. рис. 4).

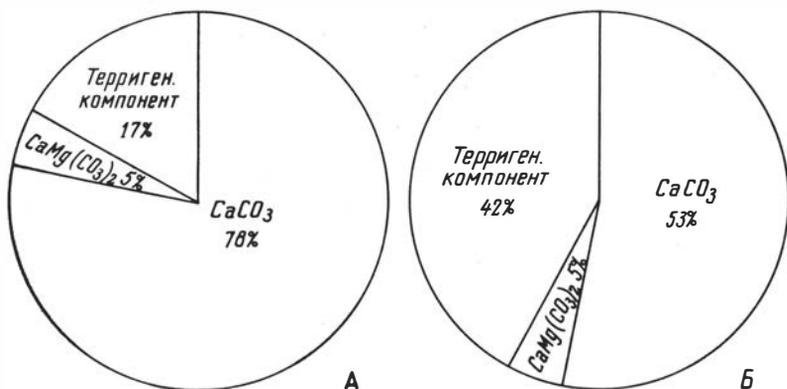


Рис. 4. Средний вещественный состав пород по данным химических анализов. А — в северной структурно-фациальной зоне (скважины Савала, Рапла, Охесааре — 340 анализов); Б — в осевой структурно-фациальной зоне (скважины Энгуре, Адзе, Стური, Приекуле — 275 анализов).

Преобладающая часть кальцита встречается в основной массе породы в виде различной размерности кристаллов (главным образом микро- и скрытокристаллического), а также скелетными остатками организмов и их детритом и шламом. Незначительная часть кальцита (вторичный) представлена цементом, в основном средне- и крупнокристаллическим и материалом, заполняющим отдельные поры в основной массе или пустоты в остатках организмов. Содержание кальцита, непосредственно заключенного в остатках организмов, увеличивается за счет повышения содержания органогенно-обломочного материала от центра осевой зоны к периферии бассейна.

2.2.2. Доломит

Если в распределении кальцита имеются значительные различия между изученными структурно-фациальными зонами, то в распределении доломита, кроме его катагенетических разновидностей, таких латеральных изменений не наблюдается. Повышение содержания доломита отмечается в обеих структурно-фациальных зонах во всех изученных нами ядрах буровых скважин в низах (V_I — V_{II}) и в верхах (верхняя часть F_I с и F_{II}) посттремадокского ордовика (Пылма, 1972а,б). Что касается катагенетической доломитизации, то она проявляется значительно интенсивнее в северной зоне и в переходной полосе. В осевой зоне ее роль часто остается незначительной даже на локальных тектонических поднятиях Западной Латвии.

Для получения фонового содержания доломита исключены отдельные образцы и целые разрезы скважин с явными признаками катагенетической доломитизации, а также вышеуказанные интервалы с повышенным содержанием этого минерала. Полученное на основе более чем 700 химических анализов среднее содержание доломита для обеих структурно-фациальных зон составляет около 5% (см. рис. 4). При этом в преобладающем большинстве случаев содержание его колеблется от 4,0 до 5,8%. Со значительным ростом содержания терригенного материала в породах отмечается только минимальное повышение количества доломита. Это обусловлено, вероятно, частичным растворением силикатных минералов при химическом анализе. Фоновый доломит встречается в породе главным образом тонко- и мелкокристаллической размерности ромбоэдрами. Ромбоэдры с зональным строением сравнительно редкие. Относитель-

ная нейтральность к фаціальным зонам, размеры и форма кристаллов указывают, по-видимому, на возможность образования фонового доломита за счет высокомагнезиального кальцита органического происхождения в начальных стадиях диагенеза (Fairbridge, 1957).

В интервале $V_I - V_{II}$ содержание MgO очень высокое в обеих зонах, доходя до 19,3% в скв. Рапла. Доломит мелко- и среднекристаллический, имеет мозаичную структуру. Ромбоэдры доломита редкие, размерами 0,05 — 0,2 мм, нередко с зональным строением. В верхах верхнего ордовика (верхняя часть F_{Ic} и F_{II}) преобладание доломита над кальцитом менее ярко выражено, чем в нижнем ордовике. Содержание MgO здесь только в редких случаях превышает границу 10%. Доломит в основном микрокристаллический, со сравнительно редкими ромбоэдрами размером от 0,01 до 0,1 мм. Среди них встречается относительно мало кристаллов с зональным строением.

В генезисе доломитовых пород этих аномальных интервалов имеются как общие, так и отличительные черты. Основной и общей причиной повышенного содержания доломита в этих интервалах, по-видимому, является сравнительно прибрежный мелководный режим седиментации, обуславливающий благоприятные условия для накопления высокомагнезиального кальцита, связанного главным образом с водорослями (Данбар и Роджерс, 1962; Фейрбридж, 1968; Fairbridge, 1957; Asquith, 1967 и др.).

В нижнем ордовике аномальная концентрация доломита связана с трансгрессивными отложениями, накопившимися в условиях нормальной солености бассейна. Здесь отсутствуют практически все признаки (кроме устойчивости пласта) типичных для первичных доломитов (Страхов, 1956) и они, на наш взгляд, относятся к диагенетическим (скорее всего раннедиагенетическим) доломитам. В раннем ордовике концентрации магния в осадках, по-видимому, содействовала способность обильного здесь глауконита к реакциям катионного обмена (Kahle, 1965).

Верхи верхнего ордовика (верхняя часть F_{Ic} , F_{II}) сложены также мелководными прибрежными отложениями, которые в отличие от нижнеордовикских накопились в регрессивных условиях. В отложениях поркуниского горизонта в некоторых пачках (особенно в броцонской) прослеживается ряд литологических признаков, характерных для первичных доломитовых пород (Страхов, 1956), образованных в среде повышенной со-

лености. К таким признакам относятся: тонко-, микрослоистая и микрослойчатая текстура, микро- и скрытокристаллическая структура, отсутствие реликтовых структур, отсутствие карверн, значительная (20 — 50%) примесь глинистого материала и отпечатки скелетных форм кристаллов каменной соли в бронзовой пачке.

2.2.3. Сульфиды

В изученных карбонатных породах обеих структурно-фациальных зон повсеместно распространены сульфидные минералы железа, а в первую очередь пирит. По-видимому, присутствует и марказит (см. также Юргенсон, 1960).

Другие сульфиды (галенит и сфалерит) встречаются сравнительно редко и на определенных стратиграфических уровнях. К таким интервалам относятся сравнительно чистые известняки ласнамягиского и ухакусского горизонтов среднего ордовика и афанитовые известняки горизонтов E, F_{1a} и F_{1c}. В других горизонтах послетремадокского ордовика находки галенита и сфалерита случайные.

Тонкорассеянное (в основном) сульфидное железо присутствует во всех генетических типах пород послетремадокского ордовика Северной и Средней Прибалтики от биогермных до чистых глин. Пирит устанавливается в глинисто-карбонатной основной массе, в кальцитовом цементе, а также в скелетных остатках организмов. Как в северной зоне (Юргенсон, 1960), так и в осевой зоне нами отмечена прямая зависимость между количеством нерастворимого остатка и количеством пирита в сероцветных карбонатных отложениях (см. также Либрович, 1960). Содержание пирита в породах обычно ниже 1%. По данным Э. Юргенсон (1960) максимальное скопление его (8 — 9% общего веса породы) связано с полосами импрегнации поверхностей перерыва. Относительно много пирита (около 3 — 5%) прослеживается в граптолитовых аргиллитах (B₁, D_{III}, F_{1b}) осевой зоны. Незначительное скопление его связано с пиритизированным обломочным материалом (гальки), со скоплениями пиритизированного детрита, некоторыми типами ходов илоедов и т.д. Пирит присутствует также в красноцветных толщах нижнего и верхнего ордовика осевой зоны, но прослеживается там только в сероцветных прослоях, пятнах и разводах.

Размеры кристаллов тонкорассеянного пирита в обеих структурно-фациальных зонах, как правило, не превышают 0,02 мм, а в основном меньше 0,01 мм. Размеры более крупных микроконкреций и их скоплений обычно не превышают 0,5 мм и только в единичных случаях доходят до 3 мм.

На основе приведенной характеристики, вероятно, тонкорассеянный пирит можно считать диагенетическим и отчасти даже сингенетическим. Как предполагают многие исследователи, (Швецов, 1958; Хворова, 1958; Дегенс, 1967; Kalliokoski and Cathles, 1969 и др.) образование пирита в отложениях — длительный процесс, который начинается уже на поверхности раздела осадка и воды на дне бассейна. Перемещение и концентрация минерала продолжается в диагенезе. Необходимое количество железа при этом поступает из терригенной примеси, а необходимое количество серы из разлагающегося (при присутствии микроорганизмов) органического вещества.

Относительно равномерное распределение тонкорассеянного пирита в сероцветных отложениях послетремадокского ордовика в обеих структурно-фациальных зонах говорит о преобладании восстановительных условий при их формировании, особенно в стадиях осадконакопления и раннего диагенеза.

2.2.4. Окислы железа

Из окислов железа в изученном нами регионе присутствуют гематит и гетит, а также их гидратизированные разновидности (см. Юргенсон, 1960).

Гематит развит в осевой зоне на двух стратиграфических уровнях: 1) в нижнем и в низах среднего ордовика ($V_I - C_{Ib}$), отдельные розоватые прослои встречаются и в C_{Ic} и 2) в верхнем ордовике (F_{Ic}). В переходной полосе гематит прослеживается в $V_I - C_{Ia}$, C_{III} и в низах F_{Ic} . В северной зоне гематит (вероятно также гидрогематит) встречается в виде коричнево-красных и розоватых пятен в нескольких пачках горизонтов $V_I - V_{III}$ нижнего ордовика Северо-Восточной Эстонии. Местами (в V_I) слабый розоватый оттенок отмечается еще в районе г. Таллина.

Гематит обычно представлен очень тонкими кристаллами (менее 0,01 мм) в основной глинисто-карбонатной массе и только в редких случаях встречается в остатках организмов. Тонкорассеянный гематит обуславливает в отложениях крас-

ный цвет разных оттенков. Красноцветность прослеживается у всех генетических типов пород от чистых известняков до глин, но в преобладающем красноцветные толщи осевой зоны сложены сильноглинистыми известняками и известняковыми мергелями. Известно, что красноцветные формации связаны, как правило, с прибрежно-мелководными и континентальными преимущественно терригенными отложениями (Анатольева, 1972). Всесторонне детальное (особенно геохимическое) изучение этих толщ ордовика Балтийского бассейна в будущем может дать много нового для познания генезиса красноцветов.

По данным Ф.Б. ван Хутена (Van Houten, 1968) главная масса гематита образуется в ходе диагенеза на базе гетита. Предполагается, что в районе распространения ордовикских красноцветных толщ Балтийского бассейна при осадконакоплении и в ходе диагенеза господствовали окислительные условия, а количество органического вещества было недостаточное для полного восстановления (в красноцветной толще прослеживаются серые прослои, пятна и разводы) соединений железа в осадке (Мянниль, 1966б, Jaanusson, 1973).

Распространение гетита почти без исключения связано с северной зоной и переходной полосой. В осевой зоне встречаются только редкие поверхности перерыва с гетитовой импрегнацией в красноцветных толщах (см. также 5.2.1.).

Тонкорассеянный пылевидный (размер кристаллов менее 0,01 мм) гетит распределен неравномерно, главным образом, в основной массе и обуславливает желтоватый оттенок в породе. При этом прослеживается тенденция концентрации гетита в остатках организмов и непосредственной близости от них. В переходной полосе и в северной зоне желтоватые пятна гетита прослеживаются вместе с коричневато-красными и розоватыми (гематит). Интенсивные скопления гетита связаны с поверхностями перерыва с гетитовой импрегнацией и с гетитовыми оолитами. Распространение первых отмечается в основном в фациальных аналогах красноцветных толщ в переходной полосе и в северной зоне (см. также 5.2.1.). Гетитовые оолиты в северной зоне встречаются в инт. $V_{II} - C_{Ib}$, а в переходной полосе они (в основном т.н. псевдооолиты) распространены в более широком интервале ($V_{II} - C_{III}$ и в F_{Ib}) (см. также 3.4.).

Следовательно, в распределении гематита и гетита в рассматриваемом регионе прослеживается четкая фациальная приуроченность. Гематит, связанный с красноцветными толщами ($V_I - C_{Ib}$ и F_{Ic}) в осевой зоне, замещается в переходной полосе

($V_1 - C_{1b}$ и F_{1c}) и в северной зоне ($V_1 - V_{III}$) в преобладающем гетитом, образуя здесь т.н. пестроцветные (желтые, красные, розовые пятна) толщи. Последние в северо-западной части северной зоны (в $V_1 - V_{III}$) или в пределах переходной полосы (в F_{1c}) замещаются сероцветными отложениями.

2.2.5. Глауконит.

Этот минерал присутствует как в северной, так и в осевой структурно-фациальных зонах. В северной зоне глауконит по имеющимся данным (в шлифах и пришлифовках) не установлен только в C_{II} , D_I , D_{III} , E и F_{II} . В переходной полосе, по-видимому, глауконит в $C_{1b} - C_{II}$ и $D_I - D_{II}$ не присутствует. В осевой зоне он в V_{II} , $C_{1a} - C_{II}$, D_{II} , D_{III} и F_{1b} не установлен. Следовательно, реже всего глауконит встречается в среднем ордовике в пределах обеих структурно-фациальных зон.

Основная масса глауконита (см. табл. I) сосредоточена в нижнем ордовике северной зоны, главным образом в латорпском горизонте, где его содержание в шлифах достигает до 90%. В нижнем же ордовике осевой зоны глауконит встречается только в отдельных сероцветных прослоях среди красноцветной толщи. Содержание его здесь незначительное (часто только отдельными зернами) по сравнению с северной зоной.

Таким образом в нижнем ордовике прослеживается существенное уменьшение количества зерен глауконита в южном направлении. Преобладает песчаная и крупноалевритовая фракция глауконита. В латорпском горизонте в гранулометрии глауконита существенных различий между зонами не прослеживается. А в горизонтах $V_{II} - V_{III}$ отмечается уменьшение размера зерен этого минерала в южном направлении и вверх по разрезу. Форма зерен глауконита разнообразная, часто прослеживаются трещинки обезвоживания. Встречаются слепки по остракодам и карликовым гастроподам, а также отмечена глауконитизация отдельных карбонатных обломков организмов. Как показывают специальные минералогические исследования (Николаева и др., 1971) в обеих зонах в нижнем ордовике нет зерен глауконита, которые не имели бы никаких признаков изменений. Самые существенные вторичные изменения прослеживаются в северной зоне, особенно в Северо-Восточной Эстонии и Ленинградской области.

В среднем ордовике сравнительно редкий глауконит в основном пылевидный, однако встречаются отдельные зерна крупноалевритовой и мелкопесчаной размерности. Последние представляют собой замещенные или пропитанные глауконитом обломки организмов (главным образом членики иглокожих и их обломки) либо слепки организмов (карликовых гастропод, остракод). В среднем ордовике глауконит связан преимущественно с сероцветными породами тех горизонтов, в которых встречаются красноцветные или пестроцветные интервалы (С_{Ia}, С_{Ic}, С_{III}). Глауконита меньше всего в среднем ордовике в переходной полосе (см. рис. 5).

В верхнем ордовике глауконит встречается чаще, чем в среднем, но его содержание значительно уступает (не более 3% всей породы таковому в нижнем ордовике). Размеры зернистого глауконита колеблются в преобладающем от крупноалевритового до средnepесчаного. Среди этих зерен много замещенного (пропитанного) глауконитом детрита и слепков, но также нередки зерна с трещинками обезвоживания. Форма последних неправильная, чуть сплюснутая, реже шаровидная. Пылевидный глауконит в верхнем ордовике иногда покрывает тонкой пленкой более крупные обломки организмов и поверхности перерыва. Чаще всего глауконит в верхнем ордовике встречается в переходной полосе (см. рис. 5).

Следовательно, между северной и осевой структурно-фациальными зонами в содержании глауконита прослеживаются относительно малозаметные (кроме нижнего ордовика) различия. В итоге нужно отметить, что глауконит содержится преимущественно в сероцветных отложениях, вмещающих красноцветные толщи как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях. Иначе говоря, в условиях послетремадокского ордовика Северной и Средней Прибалтики глауконит довольно точно маркирует участки бассейна, где существовали переходные условия между окислительными (красноцветные отложения) и восстановительными (сероцветные отложения). Повышенное содержание глауконита в нижнем и верхнем ордовике тесно связано с трансгрессивными этапами развития бассейна.

Послетремадокские глаукониты в рассматриваемом регионе, по-видимому, в подавляющем большинстве аутигенные. Только в нижнем ордовике, особенно в латорпском горизонте северной зоны, не исключено присутствие аллотигенного (несколько раз переотложенного) глауконита. Об этом говорит разрушенность

зерен, а также их разнообразная форма и очень сильные вторичные изменения (см. также Николаева и др., 1971). Условия образования глауконита к настоящему времени еще не вполне ясны. Кратко подытоживая мнения разных авторов (Швецов, 1958; Данбар, Роджерс, 1962; Дегенс, 1967; Рухин, 1969) можно резюмировать следующее. Для образования глауконита требуются: морская вода почти нормальной солености, условия переходные между окислительной и восстановительной, исходный материал в виде глинистых минералов, присутствие органического вещества, минимальное или отрицательное осадконакопление.

2.2.6. Фосфаты

Определимые в шлифах и пришлифовках скопления фосфатов в изученных структурно-фациальных зонах приурочены: 1) к зонами импрегнации поверхностей перерыва и связанных с ними галькам, 2) к детриту, 3) к оолитам. Более детальная характеристика этих структурных элементов приведена ниже.

М. Швецов (1958), ссылаясь на работы Г. Бушинского, отмечает, что наиболее распространенным фосфатным минералом в осадочных породах является франколит из группы фосфатов кальция. Э. Дегенс (1967) подчеркивает, что в осадочных породах встречаются только фосфаты кальция. При помощи рентгеноструктурного анализа в настоящее время установлено, что фосфат в т.н. белых оолитах и в фосфатных зонах импрегнации поверхностей перерыва представлен франколитом с примесью гетита и пирита (см. также Пылма, 1972б). Собранные нами образцы происходят из разных обнажений и скважин (обн. Сухкрумьяги, Ягала и др., скв. Рапла, Колка и др.). Можно с уверенностью предположить, что франколит присутствует и в фосфатизированном детрите, а также в фосфатных гальках. Франколитом представлены также фосфаты в тремадокских отложениях северной зоны (Вейдерма, Вескимяз, 1971; Kivimägi, 1971).

Фосфаты более распространенные в северной структурно-фациальной зоне. В вертикальном плане они здесь приурочены главным образом к отложениям нижнего и нижней половины среднего ордовика от латорпского до йыхвиского горизонта включительно, но в существенном количестве встречаются в

В₁ — С₁b (см. также 4.4.). В нижнем (послетремадокском) ордовике фосфаты в основном связаны с зонами импрегнации поверхностей перерыва, гальками и детритом, реже оолитами. В среднем ордовике встречаются главным образом франколитизированные поверхности перерыва и оолиты. В верхнем ордовике прослеживаются только редкие поверхности перерыва с полосой франколитовой импрегнации. В северной зоне фосфаты часто ассоциируются с глауконитом, особенно в нижнем ордовике. В деталях распространения фосфатов в послетремадокском ордовике северной зоны на данном уровне наших знаний еще имеются существенные пробелы. Однако, в самом общем плане можно отметить, что содержание фосфатов уменьшается в южном направлении.

В переходной полосе фосфатные оолиты и фосфатизированный детрит прослеживается в пограничных слоях С₁a/С₁b (скв. Каугатума, Лаэва и др.), а в верхнем ордовике отмечены редкие фосфатизированные поверхности перерыва (особенно в F₁b — F₁c).

В осевой структурно-фациальной зоне скопления фосфатов в виде франколитовых оолитов и фосфатизированного детрита связаны почти без исключения с кукурузеским и идавереским горизонтами. Здесь фосфаты присутствуют в среднеглинистых известняках с богатым для осевой зоны и сильно пиритизированным детритом.

Следовательно, аутигенные скопления фосфатов (франколита) в послетремадокском ордовике рассматриваемого региона Балтийского бассейна приурочены в основном к нижнему и нижней половине среднего ордовика северной зоны.

Связь скоплений фосфатов с такими структурными и текстурными элементами как детрит, оолиты, поверхности перерыва, подчеркивает важную роль органического вещества при концентрации фосфора. Его присутствие характерно и для современного фосфатонакопления (Батулин, 1971). Пологий рельеф дна на больших площадях бассейна, по-видимому, не содействовал существенному привносу фосфора из глубоких частей бассейна. Основным источником фосфора были, вероятно, водотоки из окружающей пенецплензированной суши (см. также Бушинский, 1966а,б; Дегенс, 1967 и др.).

2.2.7. Глинистые минералы

Изучение глинистых минералов не вошло в рамки данной работы, однако при изучении красноцветности пород возникла необходимость изучения минералогического состава глинистой фракции. В результате этой работы автор располагает 35 рентгеноструктурными определениями глинистой фракции из 7 скважин в обеих структурно-фациальных зонах, из многих изученных горизонтов (см. табл. 2). На основе полученного материала можно хотя бы в самых общих чертах представить первые предварительные данные о минералогическом составе глинистой фракции как в северной, так и осевой структурно-фациальных зонах.

В обеих зонах господствующим глинистым минералом является гидрослюда (70 — 100%). В северной зоне гидрослюда часто встречается как единственный представитель глинистых минералов, и только в редких случаях ей сопутствует хлорит (не более 10%). Каолинит здесь нами не обнаружен. Этот минерал не был обнаружен также в силурийских отложениях Эстоии (Юргенсон, 1970).

В отложениях осевой зоны кроме гидрослюд часто присутствует хлорит (10 — 20%). А в интервале V_I — V_{III} каолинит встречается в количестве 10 — 15%. Следы его отмечены также в некоторых пробах из пиргуского горизонта.

Количество гидрослюды и хлорита в изученном нами регионе соответствует уже ранее известным данным для карбонатных пород (Милло, 1968). Важным результатом является установление каолинита в красноцветных отложениях осевой зоны. В мировой геологической литературе укоренилось мнение (Милло, 1968), что количество каолинита уменьшается к центру седиментационного бассейна. Интересно отметить, что в изученном нами регионе каолинит наоборот присутствует в небольшом количестве на двух уровнях в центральной части Балтийского бассейна (осевая зона), еще чаще встречается в Южной Прибалтике (Лашков, 1968; Лашков, Котович, 1969), а отсутствует в северной зоне. Следовательно, можно предположить, что источником каолинита служила южная часть Фенно-Сарматского континента. Однако, нельзя забывать, что в карбонатных породах северной зоны, перетерпевших значительно больше, чем в осевой зоне вторичные изменения, каолинит мог бы в постседиментационное время полностью разрушиться (см. Милло, 1968).

Таблица 2

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ

| №№ ПП | СКВАЖИ- НА | ГЛУБИ- НА ОПРО- БОВА- НИЯ | ГОРИ ЗОНТ | КРАТКАЯ ЛИТОЛО- ГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕ- РИСТИКА ПОРОДЫ | ----- | | |
|----------|---------------|---------------------------------------|-----------------|---|-------|-----|-----|
| | | | | | ГС | Х | КА |
| | | | | | %% | | |
| 1. | Энгуре | 857,15 | S ₁ | мергель | 90 | 10 | |
| 2. | —" | 866,80 | S ₁ | известняк с глауконитом | 90 | 10 | |
| 3. | —" | 866,80 | S ₁ | известняк | 90 | 10 | |
| 4. | —" | 869,30 | FII | мергель | 100 | сл. | |
| 5. | —" | 873,85 | FII | " | 100 | сл. | |
| 6. | —" | 886,90 | F _{1c} | " | 90 | 10 | сл. |
| 7. | —" | 889,70 | " | " | 90 | 10 | |
| 8. | —" | 892,50 | " | " | 85 | 15 | |
| 9. | —" | 901,55 | " | " | 90 | 10 | |
| 10. | —" | 905,45 | " | " | 90 | 10 | |
| 11. | —" | 938,70 | SIII | " | 100 | | |
| 12. | —" | 965,90 | C _{1c} | " | 90 | 10 | |
| 13. | —" | 972,20 | C _{1b} | известняк | 90 | 10 | |
| 14. | —" | 985,10 | VIII | мергель | 70 | 10 | 20 |
| 15. | —" | 1008,10 | VI | " | 80 | | 20 |
| 16. | —" | 1023,70 | " | глина | 90 | сл. | 10 |
| 17. | —" | 1031,90 | VI | " | 90 | сл. | 10 |
| 18. | Стури | 990,80 | F _{1c} | " | 90 | 10 | сл. |
| 19. | —" | 1052,00 | C _{1c} | известняк | 85 | 15 | |
| 20. | —" | 1066,00 | C _{1a} | " | 80 | 20 | |
| 21. | —" | 1128,50 | VI | глина | 85 | | 15 |
| 22. | —" | 1143,90 | " | " | 90 | | 10 |
| 23. | Адзе | 827,25 | S ₁ | мергель | 90 | 10 | |
| 24. | —" | 835,35 | FII | " | 90 | 10 | |
| 25. | —" | 867,40 | F _{1c} | " | 90 | 10 | |
| 26. | Отеля | 461,30 | CII | известняк | 100 | | |
| 27. | Каагвере | 237,70 | C _{1c} | " | 90 | 10 | |
| 28. | —" | 297,40 | CII | мергель | 100 | | |
| 29. | —" | 305,90 | C _{1c} | известняк | 90 | 10 | |
| 30. | —" | 325,60 | C _{1a} | " | 90 | 10 | |
| 31. | —" | 341,00 | VI | " | 100 | сл. | сл. |
| 32. | Охесааре | 488,10 | C _{1c} | " | 100 | сл. | |
| 33. | —" | 503,80 | C _{1b} | " | 90 | 10 | |
| 34. | Савала | 52,55 | VIII | известняк с гетитовыми оолитами | 100 | | |
| 35. | —" | 60,35 | VIII | " | 100 | | |

ГС — гидрослюда, Х — хлорит, КА — каолинит
сл. — следы (содержание минерала менее 5%).

СВОДНАЯ ТАБЛИЦА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИЗУЧЕННЫХ ВЕЩЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

| №№ ПП | ХАРАКТЕРИСТИКИ | СЕВЕРНАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА | ПЕРЕХОДНАЯ ПОЛОСА | ОСЕВАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА |
|-------|--------------------------------|---|--|--|
| 1. | Терригенный материял | приближенный средний ингервал содержания 10 — 25% | 15 — 35% | 20 — 90% |
| 2. | Кальцит | постепенное уменьшение содержания к центру осевой зоны | | |
| 3. | Доломит (без катгенетического) | повышенное содержание прослеживается в низах (VI — VII) и в верхах (верхи F _{1с} , F _{II}) разреза, в остальной части около 5,1% | | |
| 4. | Пирит | присутствует повсеместно | | |
| 5. | Гематит | пятнами и разводами в точной части VI — VIII | пятнами и прослоями в VI — C _{1а} , C _{II} , F _{1б} , F _{1с} (низзы) | красноцветные толщи VI — C _{1а} и F _{1с} пятнами и разводами C _{1в} — C _{1с} |
| 6. | Гетит | оолиты, дегрит, импрегнация поверхности перерыва (п.п.) | оолиты, дегрит, импрегнация п.п., желтые пятна в породе | практически отсутствует, редко импрегнация п.п. |
| 7. | Глауконит | прослеживается в отложениях, вмещающих красноцветные толщи как в горизонтальном так и в вертикальном направлениях | | |

| | | | | |
|-----|---------------------------|--|---|--|
| 8. | Фосфаты | оолиты, детрит, импрегнация П.Л., в В _I — DII | оолиты, детрит, импрегнация ПЛ, в С _{Ia} — С _{Ib} , F _{Ib} — F _{Ic} | редкие оолиты и детрит в С _I — С _{III} |
| 9. | Глинистые минералы | гидрослюды 70 — 100%, хлориты не более 10%, в осевой зоне присутствуют каолинит 10 — 15% | | (В _I — В _{III} , F _{Ic}) присутствуют |
| 10. | Кероген кукурсита | присутствует в В _{III} — F _{II} , промышленные скопления в С _{II} | исчезает практически полностью | отсутствует |
| 11. | Кероген черных аргиллитов | присутствует только в рассеянном виде | пачки выклиниваются | пачки черных аргиллитов в В _I , В _{III} , D _{III} , F _{Ib} |
| 12. | Нефтяные битумы | | | в западной части изученного региона |

1. Кероген кукурсита в северной зоне присутствует в широком стратиграфическом интервале ($V_{III} - F_{II}$). Здесь он пока не установлен только в F_{Ib} . Максимальные его скопления в виде прослоев кукурсита прослеживаются в $C_{Ic} - C_{III}$ в восточной части северной зоны (Прибалтийский сланцевый бассейн) среди известняков и известковых мергелей. Наиболее чистые от карбонатов и терригенной примеси разновидности кукурсита содержат керогена до 40 — 55% (Котлуков, Бауков, 1968). Количество керогена кукурсита в северной зоне уменьшается в южном, а также в западном направлениях. Его полное исчезновение происходит в переходной полосе и северной части осевой зоны. В преобладающей части последней, по нашим данным, кероген кукурсита полностью отсутствует.

2. Кероген же черных граптолитовых аргиллитов ("граптолитовых сланцев") в противоположность кукурситу в послетремадокском ордовике изученного нами региона встречается главным образом в осевой зоне. Черные аргиллиты прослеживаются здесь на четырех строго определенных стратиграфических уровнях — V_I, V_{III}, D_{III} и F_{Ib} . Они выклиниваются в северной и восточной периферии осевой зоны (V_I, V_{III}, D_{II}) или в переходной полосе (F_{Ib}). В северной зоне черные аргиллиты встречаются в отложениях тремадока. Содержание керогена в аргиллитах доходит до 25%, но обычно колеблется в пределах 10 — 20%.

Рассеянное органическое вещество, по-видимому, аналогичного характера присутствует повсеместно. Но, прослеживается слабо выраженная тенденция увеличения содержания этого вида керогена в западном направлении и вверх по разрезу. В зависимости от литологического характера пород максимальное содержание рассеянного органического вещества, по нашим данным, для известняков не превышает 1%, а для мергелей не более 3%. В северной зоне небольшие скопления органического вещества типа черных аргиллитов связаны с прослоями мергелей в мозской пачке пиргуского горизонта и известняками сиугеской пачки поркуниского горизонта. Многие исследователи (Ульст, 1959; Люткевич, 1965; Паасикиви, Дукальская, 1971 и др.) обратили внимание на то, что органическое вещество черных аргиллитов могло служить источником для нефтяных битумов.

Характерно, что органическое вещество обоих типов — сапропелевого характера (см. Котлуков, Бауков, 1968; Бауков, 1968). Однако, по элементарному составу кероген кукурсита существенно отличается от керогена черных аргиллитов (анализ из тремадокских аргиллитов) (Фомина, 1958 а,б).

Распространение нефтяных битумов в послетремадокских ордовикских отложениях, ввиду их физических свойств, не подчиняется строгому фациальному контролю. В обеих зонах они приурочены к западным регионам. В осевой зоне выделено (Шварц и Карпицкий, 1970) три уровня, которые на благоприятных структурах Западной Латвии содержат нефти: 1) оолитовый известняк FII, 2) известняки и мергели C1b — DII, 3) алевролиты BII. В северной зоне небольшие скопления полужидких нефтяных битумов связаны с Западной Эстонией и Западно-Эстонским архипелагом (скв. Кыргессааре, Палукюла, Кингиссепя и др.) в интервале DIII — FII. Как следует из работы Л. Паасикиви и И. Дукальской (1971), в северной и осевой структурно-фациальных зонах присутствуют в составе битумов несомненно сингенетические, однако можно допустить, что часть углеводородов могла мигрировать сюда с более глубоких частей Балтийской синеклизы.

3. СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ДВУХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

Ниже приведена сравнительная характеристика структурных признаков карбонатных отложений послетремадокского ордовика в северной и осевой структурно-фациальных зонах. Рассмотрены все основные, в преобладающем первичные, структурные признаки (кроме детрита), имеющие существенное значение для восстановления фациальной обстановки осадконакопления (табл. 4).

3.1. КАРБОНАТНАЯ ОСНОВНАЯ МАССА

В послетремадокских ордовикских отложениях Северной и Средней Прибалтики карбонатная основная масса представлена главным образом кальцитом, реже доломитом (см. также 2.2.1. и 2.2.2.). По определениям в шлифах его содержания изменяется в широких пределах, но среднее по нашим данным составляет около 45%, при этом различия между структурно-фациальными зонами незначительные. Существенные различия устанавливаются в размерах кристаллов кальцита, а также в вертикальном распределении карбонатного материала в разрезе.

В осевой зоне преобладает скрытокристаллическая структура (табл. II, 2, 4) и только в редких прослоях (2 — 5 см) в верхнем и нижнем ордовике господствует микрокристаллическая карбонатная основная масса.

В северной зоне размеры кристаллов карбонатной основной массы более изменчивы, особенно в нижнем ордовике и нижней половине среднего ордовика (табл. II,1,3). Здесь преобладают микрокристаллические и местами даже тонкокристаллические (см. табл. II,5,6) разновидности, особенно в доломитизированных породах нижнего ордовика (V_I — V_{III}). В волховском горизонте местами встречена довольно ясно выраженная микро- и тонкокристаллическая мозаичная структура. В районах с явными катагенетическими изменениями (особенно в Северо-Восточной Эстонии) ромбоэдры доломита иногда обуславливают порфиробластовую структуру. В ракверском горизонте и в верхнем ордовике (F_{IaS} , F_{Ic}) преобладает скрыто- и микрокристаллическая основная масса.

Чем вызвана более сильная перекристаллизация карбонатной основной массы в северной структурно-фациальной зоне? Как подчеркивают Г. Калед и Е. Калистова (1970), самую существенную роль при перекристаллизации играют: 1) первичные структуры и текстуры, 2) примеси в карбонатной основной массе, 3) условия залегания пород. Спорным при этом является роль глинистой примеси. Некоторые авторы (Bausch, 1968) утверждают, что уже незначительные порции (более 2%) глинистой примеси уменьшают перекристаллизацию, другие (Mišik, 1968) указывают на благоприятствующую роль глинистых минералов при перекристаллизации. Собранный фактический материал полностью подтверждает вывод Г. Калед и Е. Калистовой о том, что примесь терригенного материала затрудняет перекристаллизацию. Отложения северной зоны менее глинистые и более богатые детритом, чем соответствующие отложения в осевой зоне. Длительное время (вероятно начиная с верхнего палеозоя) они находились в приподнятом положении (южный склон Балтийского щита) по сравнению с отложениями осевой зоны и следовательно в зоне активного вертикального движения подземных и метеорных вод, способствующих процессам перекристаллизации. Г. Калед и Е. Калистова (1970) отмечают также, что в Московской синеклизе погружение пород на глубину 1000 м и более, а также сульфатно-хлоридные подземные воды в этих отложениях не благоприятствовали перекристаллизации. Аналогичная картина установлена в осевой зоне. Следовательно, можно заключить, что в условиях рассматриваемого нами района (и видимо вообще в

платформенных условиях) степень перекристаллизации пород определяется прежде всего фаціальным положением осадков в бассейне и постседиментационным тектоническим развитием района.

Р. Мэтьюз (Matthews, 1966) приходит к заключению, что результаты изучения процесса современного карбонатонакопления позволяют выделить не менее четырех способов образования карбонатных илов, которые, возможно, применимы при изучении отложений прошлого. Эти пути образования карбонатной основной массы следующие:

- 1) осаждение игольчатых кристаллов арагонита в условиях перенасыщенных карбонатом кальция вод с повышенной соленостью;
- 2) образование игольчатых кристаллов арагонита путем посмертного разрушения зеленых водорослей;
- 3) образование карбонатных илов путем разрушения физическими факторами скелетных остатков организмов в подвижноводных условиях;
- 4) образование карбонатных илов биологическими факторами в тиховодных условиях (сверлящие, илоедные и др. организмы).

Многие авторы (например, Stieglitz, 1972), на основе исследований сканирующим электронным микроскопом утверждают, что нет доказательств неорганического осаждения сколько-нибудь значительного количества карбоната в современных отложениях. В. Януссон (Janusson, 1973) отмечает, что в Балтийском бассейне в ордовике вода по всей вероятности была недостаточно теплой для химического осаждения карбоната кальция (арAGONита). Однако, пока у нас отсутствуют результаты исследования пород рассматриваемого региона сканирующим электронным микроскопом, нет веских причин окончательно отказаться ни от одного из предложенных Р. Мэтьюзом вариантов образования карбонатной основной массы.

В осевой структурно-фаціальной зоне господствующим был, вероятно, четвертый способ образования карбонатной составляющей ила. В пользу этого предположения говорят: присутствие в этих отложениях равномерной размерной градации детрита, частые ходы сверления в нем, а также минимальная или часто отсутствующая окатанность детрита. В северной структурно-фаціальной зоне в интервале $V_I - D_{II}$, судя по структурным и текстурным особенностям (окатанность детрита, его ориентация, характер слоистости и т.д.), преобладающим был третий способ и отдельными прослоями (в средней и верхней части среднего ордовика) четвертый. В интервале $D_{III} - F_{II}$

в северной зоне можно предполагать существования всех допущенных Р. Мэтьюзом путей образования карбонатного ила. Что касается типичных чистых афанитовых известняков обеих зон (E , F_{IaS} , F_{Ic}), то им, видимо, характерно образование кальцита основной массы путем посмертного разложения водорослей. В поркуниском горизонте (обеих зон) некоторые признаки структурного, текстурного (см. в соответствующих главах), а также минералогического характера указывают на возможность непосредственного химического осаждения карбонатов из морской воды.

3.2. ВТОРИЧНЫЙ (ЗАПОЛНЯЮЩИЙ ПОРЫ) КАЛЬЦИТ

Вторичный кальцит заполняет первичные пустоты в карбонатных породах. В отложениях послетремадокского ордовика вторичный кальцит приурочен главным образом к детриту и целым остаткам организмов, особенно к их скоплениям (табл. XVII,6).

В осевой зоне, ввиду сильной глинистости пород, заполняющей поры кальцит часто отсутствует и только в редких случаях его количество доходит до 2% и более. Исключением является пилтенская пачка поркуниского горизонта, где содержание вторичного кальцита по данным Ф. Волколакова и Т. Спрингис (1969) доходит до 35%, а по нашим данным не превышает 30%. В этой пачке вторичный кальцит цементирует разные зернистые компоненты (детрит, сгустки, оолиты и др.), образуя в основном поровый тип цемента. Нередко встречается цементация типа соприкосновения (табл. IV, 4; XIII, 2). В отдельных зернах детрита установлено регенерационное обрастание вторичным кальцитом (см. также Волколаков, Спрингис, 1969). Заполняющий поры кальцит в этой зоне преимущественно тонко- и микрокристаллический.

В северной зоне вторичный кальцит имеет практически повсеместное распространение. Его не удалось установить только в сильно доломитизированных разрезах и интервалах. Встречаемость заполняющего пор кальцита существенно уменьшается уже в переходной полосе. Среднее содержание этого компонента в породах северной зоны около 4%, а максимальное количество доходит до 30%. Повышенное содержание вторичного кальцита встречено в горизонтах C_{Ib} , $D_{II} - D_{III}$, F_{Ic} и F_{II} , т.е. в интервалах с повышенным содержанием зернистого компонента (в основном детрита). В биогермных комплексах пород горизонтов $D_{II} - D_{III}$, F_{Ic} , F_{II} вторичный кальцит присутствует в шлейфовых отложениях часто в качестве единственного цементирующего материала. В основном, в этих случаях просле-

живается поровый и регенерационный, а реже типа соприкосновения цемент. В отложениях, вмещающих биогермы, преобладает средне- и крупнокристаллический цементирующий кальцит с передкими двойниками. В остальной части разреза размеры кристаллов вторичного кальцита в пределах 0,03 — 0,07 мм.

В итоге можно заключить, что в послетремадокских ордовикских отложениях рассматриваемой территории характер распространения вторичного (заполняющего поры) кальцита четко контролируется содержанием в соответствующих отложениях зернистого компонента (прежде всего органогенно-обломочного).

3.3. СГУСТКИ

Сгустковый материал (в понимании Эйнасто и Аалоз, 1970) не является широко распространенным структурным элементом рассматриваемых фациальных зон. Более часты его находки всетаки в северной зоне.

В северной структурно-фациальной зоне послойное скопление сгусткового материала прослеживается в D_{IIβ}P, D_{III} и F_{II} (табл. III, 1, 2). Единичные небольшие скопления сгустков отмечены в горизонтах C_{Ib}, C_{II}, F_{Ic} в так называемых "ловушках" (под опрокинутыми створками брахиопод, в створках гастропод, в ходах илоедов и т.д.), защищенных от кон- и постседиментационных изменений (табл. III, 3,4). В остальных горизонтах послетремадокского ордовика северной зоны сгустки пока не установлены. В горизонтах, где сгустковый материал имеет широкое распространение (D_{IIβ}P, D_{III}, F_{II}) количество его в известняках не превышает 14% (D_{IIβ}P в скв. Вазалемма), но обычно колеблется в пределах 2 — 7%. Размеры сгустков обычно составляют 0,04 — 0,05 мм, изменяясь от 0,02 до 0,5 мм. Сгустки диаметром более 0,07 мм редки, а диаметром менее 0,02 мм не отличаются от основной массы. Относительно крупные сгустки чаще всего встречаются в ходах илоедов. Форма сгустков преимущественно округлая, реже овальная. Контуры их довольно четкие, менее четкими они бывают в D_{IIβ}P. В северной зоне сгустки сложены скрытокристаллическим кальцитом, в котором иногда отмечается присутствие шламового материала. В связи с наличием в них тонкорассеянного органического вещества, отложения со сгустками имеют слабый желтоватый оттенок.

В осевой структурно-фациальной зоне сгустковый материал почти исключительно связан с поркуниским горизонтом (осо-

бенно с салдусской свитой). Только в одном случае (скв. Энгуре) нами установлены сгустки в полуразрушенной раковине наутилоидей из ласнамягского горизонта. Количество сгусткового материала в поркунисском горизонте в осевой зоне по нашим данным доходит до 20%, а среднее составляет около 5%. Размеры сгустков изменяются в основном в пределах 0,02 — 0,08 мм, составляя в среднем около 0,05 мм. Сгустки диаметром более 0,08 мм очень редки. По форме сгустки округлые, редко овальные. Контур сгустков четкие. Сложены они также, как и в северной зоне, скрытокристаллическим кальцитом с редкой примесью шламового материала. Цвет сгустков серый или темно-серый, реже светлый.

Как видно из вышеизложенного, сгустковый материал более характерен для северной зоны и чаще встречается здесь в интервале D_{II} — F_{II}. Небольшие и случайные скопления сгустков на других уровнях (С_{II}, S_{III}) в так называемых "ловушках" показывают, что в ходе осадконакопления сгустковый материал, по-видимому играл значительно большую роль, но уже на ранней стадии диагенеза сгустки были преобразованы в глинистокарбонатную основную массу, как это прослеживается в современных отложениях (Ginsburg, 1957). Детальное изучение пришлифовок (особенно с разными типами "ловушек") в бумерностях распространения сгустков в ордовикских отложениях несомненно значительно дополнит наши знания о законах Балтийского бассейна.

Сгустковый материал присутствует в осадочных породах (особенно карбонатных) от кембрия до настоящего времени. Однако, чем больше возраст отложений, тем труднее определить генезис присутствующих в этих отложениях сгустков. Многими авторами (Хворова, 1958; Ершова и Либрович, 1969; Эйнасто, Алоэ, 1970; Illing, 1954; Beales, 1965 и др.) подчеркивается сложное (полигенное) происхождение сгустков. С другой стороны, ряд исследователей (особенно специалисты по современным карбонатным отложениям) определяют сгустковый материал в основном или полностью как копролиты (Kornicker, Purdy, 1957; Newell, Rigby, 1957; Amstutz, 1958; Cloud, 1962; Purdy, 1963 и др.).

Ф. Бийлс (Beales, 1965) отмечает следующие возможные пути образования сгустков: 1) органическая агглютинация (склеивание), 2) неорганическое осаждение и цементация, 3) перекристаллизация, 4) комбинация вышеперечисленных процессов, 5) копролитовый генезис.

Что касается оптимальных фациальных условий образования и захоронения сгустков, подавляющее большинство авторов (Хворова, 1958; Illing, 1954; Kornicker, Purdy, 1957 и др.) указывают, что они образовались и образуются в настоящее время,

главным образом, в области мелководья, в тиховодных условиях, защищенных отмелями от волн открытого моря. В отложениях со густками всегда в обилии присутствуют ходы илоедов.

На основе материала из послетремадокского ордовика Северной и Средней Прибалтики нами поддерживается точка зрения о полигенном происхождении густков. Ш. Хоббс (Hobbs, 1957) предполагает, что менее 5% ордовикских густков штата Виргиния несомненно копролитового происхождения. Нам кажется, что на рассматриваемой территории копролитовую природу имеет значительно большая часть густков. На это могут указывать: 1) нахождение густков в ходах илоедов, 2) их регулярная форма, 3) присутствие в густках органического материала, 4) обилие ходов илоедов и скелетных остатков разных групп организмов в отложениях со густками. Что касается густков FII (особенно в осевой зоне) и частично DIII (северная зона), то имея ввиду существовавший здесь крайне подвижные водные условия, не исключено, что часть густков имеет обломочное происхождение (резкие контуры, присутствие более крупного обломочного материала) (табл. III, 5,6). В пяскульаской пачке кейлаского горизонта можно предполагать значительную роль физико-химических процессов (склеивание) в образовании густков, учитывая их часто неясные контуры, преобладание мелких зерен, а также относительную редкость скелетных остатков организмов (среднее содержание детрита 18%) и ходов илоедов.

3.4. ООЛИТЫ

В пределах рассматриваемой территории в послетремадокских ордовикских отложениях встречаются три главных типа оолитов: карбонатные, гетитовые и франколитовые. Они отличаются друг от друга, как по минеральному составу, так и по морфологии, а также по стратиграфическому и фациальному положению.

К а р б о н а т н ы е о о л и т ы все без исключения связаны с поркуниским горизонтом верхнего ордовика (рис. 7). В осевой зоне (скв. Пилтене, Адзе, Талсы и др.) и в переходной полосе (скв. Охесааре, Каугатума и др.) они встречаются в пилтенской пачке, а в северной зоне в вохилайдской пачке. (См. также Ораспыльд, 1975б). По сообщению Э. Кала карбонатные оолиты чаще встречаются в западной части последней зоны (скв. Мурика, Виртсу).

В морфологии и во внутренней структуре карбонатных ооли-

тов (табл. IV, 2, 4, 6) существенных различий между структурно-фациальными зонами не устанавливается (см. также Ораспыльд, 1975б). Оолиты шаровидные, в редких случаях встречен эллипсоидальный габитус. Они обоадают концентрическим или рационально-лучистым строением. Диаметр карбонатных оолитов поркуниского горизонта колеблется в пределах от 0,1 до 1,6 мм. Средний размер оолитов 0,5 — 0,6 мм. Значительная часть, в среднем около одной трети оолитов, встречается в виде обломков. Местами (скв. Адзе и Кяриярве) содержание разрушенных оолитов доходит до 50%. Среди опознаваемых ядер оолитов преобладают членики (и их обломки) иглокожих. Остатки этой группы организмов преобладают и в детрите. Реже ядрами оолитов служат целые раковины остракод, обломки створок брахиопод, в отдельных случаях фрагменты скелета других групп организмов, а также аллотигенные образования — зерна кварца и глауконита. Неопределимые ядра оолитов, на наш взгляд, представлены сгустками или обломочными известняковыми зернами, также присутствующими в значительных количествах в отложениях с оолитами. Ядра, представленные обломками оолитов, относительно редки. Оолиты обычно кальцитовые и редко содержат в незначительных количествах доломит. Зачаточные оолиты редки и составляют только 1 — 2% от общей массы породы. В основном количество оболочек вокруг ядер около 10 или больше. В силурийских же отложениях Эстонии количество оболочек только в редких случаях более четырех (Эйнасто, Алоэ, 1970).

Содержание карбонатных оолитов в известняках пилтенской пачки в основном колеблется в пределах 10 — 20% нередко доходя до 80% (скв. Пилтене, Кариярве и др.). В северной зоне количество оолитов в вохилайдской пачке обычно не превышает 10%.

В слоях с оолитами часто устанавливается косая микрослоистость (см. также 5.1.1.). Степень сортированности оолитов колеблется в значительных пределах. Оолитам всегда сопутствуют в повышенных количествах мелкопесчаные и алевроитовые зерна кварца, сгустковый и разнозернистый обломочный карбонатный материал. Присутствующий детрит часто микритизирован и хорошо окатан.

Вторичные изменения оолитов изученных нами разрезов минимальные, концентрическое строение почти всегда сохранено хорошо, а радиальное строение выражено слабо. Только в редких случаях (скв. Карула) обнаружены оолиты полностью перекристаллизованные в мелкокристаллический карбонат, узнаваемые по внешнему контуру и по неперекристаллизованным ядрам (членики иглокожих).

Вопрос о генезисе карбонатных оолитов, благодаря интенсивному изучению современного оолитообразования в разных частях мира в 50-х и 60-х годах, является одним из наиболее разработанных в учении о карбонатакопчении. Можно лишь указать на некоторые более существенные работы в этой области как Соловьев, 1956; Шульц, 1962; Monaghan, Lytle, 1956; Newell a.o., 1960; Bathurst, 1968; Margolis, Rex, 1971. Современные карбонатные оолиты, как и очень с ними схожие оолиты в отложениях геологического прошлого относятся всеми исследователями к мелководным образованиям. Изучение оолитов Багамской банки показало (Newell a.o., 1960), что минимальной глубиной оолитообразования является 2 м, однако обычно она больше 2 м. На более мелководные участки оолиты наносятся штормовыми волнами. Что касается значения активности движения вод, то здесь требуются оптимальные условия и, по мнению Р. Батхерста (Bathurst, 1968), подвижность воды может соответствовать даже скорости осаждения карбоната кальция. Размер современных карбонатных оолитов только в редких случаях превышает 2 мм. Диаметр оолитов зависит не только от веса самого оолита, а и от равновесия процессов аккумуляции и абразии карбоната кальция (Bathurst, 1968), а также в меньшей мере от размеров ядра (Шульц, 1962). Все современные карбонатные оолиты — арагонитовые, а все древние — кальцитовые (Monaghan, Lytle, 1956). В карбонатных оолитах, как современных так и древних, различают два типа концентров (слоев). В толстых концентрах современных оолитов кристаллы арагонита расположены радиально и им все исследователи приписывают физико-химическое происхождение. В более тонких, темного цвета, концентрах уже Н. Ньюэлл и др. (Newell a.o., 1960) отметили присутствие органического материала. Изучение оолитов из Багамской банки с помощью сканирующего электронного микроскопа (Margolis, Rex, 1971) убедительно показало, что эти концентры формируются сверлящими микроорганизмами (главным образом, разными водорослями). Указанные авторы пришли к выводу, что образование карбонатных оолитов происходит в результате двух процессов — химических и биологических (биохимических).

Все изложенное выше позволяет сделать вывод, что породы с карбонатными оолитами в Северной и Средней Прибалтике представляют собой отложения морских отмелей, существовавших здесь в конце ордовика.

Г е т и т о в ы е о о л и т ы на рассматриваемой территории связаны с отложениями северной структурно-фациальной зоны и переходной полосы (рис. 7). В осевой зоне они отсутствуют

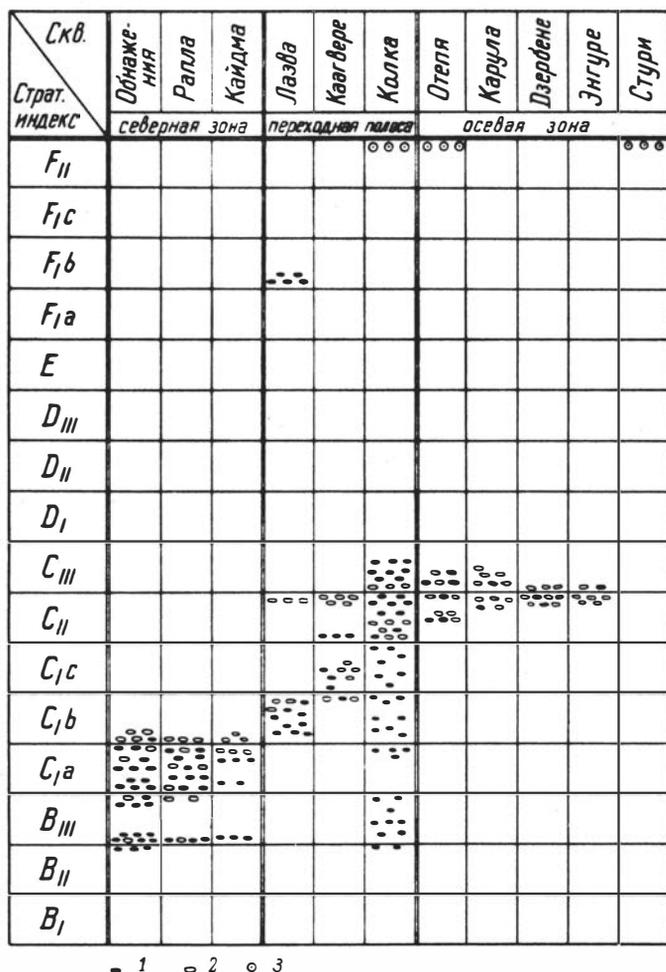


Рис. 7. Распределение гетитовых (1), франколитовых (2) и карбонатных (3) оолитов по некоторым скважинам из района исследования.

или встречаются редко вместе с франколитовыми оолитами в C_{II} — C_{III} (скв. Талсы, Балдоне).

В Северной Эстонии их распространение, структура и морфология детально изучены К. Орвику, (Орвику, 1960а, Орвику, 1960б, Orviku (Jaanson), 1927; Orviku, 1940). Гетитовые оолиты

приурочены здесь к следующим горизонтам и пачкам. Первые мелкие и часто неправильной формы оолиты появляются в северной зоне (Восточная Эстония) в нижнем ордовике, в верхней части волховского горизонта — в падаской пачке ($V_{II} \gamma P$). В кундаском горизонте гетитовые оолиты приурочены к его нижней (вокаская пачка, $V_{II} \beta V$) и верхней (напасская пачка, $V_{III} \gamma N$) частям. В первом среднеордовикском горизонте (в азериском) гетитовые оолиты прослеживаются в изменчивых количествах по всему интервалу его вертикального пространства. Сравнительно редкие гетитовые оолиты устанавливаются и в нижней части ласнамягиского горизонта (C_{Ib}). К югу от выходов оолиты постепенно становятся более мелкими, увеличивается количество оолитов неправильной формы, господствующими становятся псевдооолиты (гетитизированный детрит), а также уменьшается общее количество оолитов в породе. Например, в скв. Кайдма (около 25 км к югу от выходов) в вокаской пачке присутствуют только псевдооолиты. Такие же закономерные изменения прослеживаются в районе выходов с запада на восток (Orviku, 1940). Явления такого характера отмечены и в вертикальном плане (Orviku, 1940), придающие оолитсодержащим пачкам и горизонтам несимметричное циклическое строение. В подошве слоя (часто на поверхности перерыва) оолитов много, они относительно крупные и совершенные, кверху количество и размеры их уменьшаются и часто преобладающими становятся псевдооолиты.

В переходной полосе снова несколько увеличивается содержание настоящих оолитов, однако господствующими остаются псевдооолиты. Особенно важным является тот факт, что в переходной полосе появляются гетитовые оолиты на ряде новых уровней среднего и верхнего ордовика. В среднем ордовике гетитовые оолиты и псевдооолиты появляются в горизонтах C_{Ic} — C_{III} и в верхнем ордовике в F_{Ib} (табл. V, 2). Таким образом, местами (напр. в скв. Колка) гетитовые оолиты прослеживаются в довольно большом вертикальном диапазоне — от V_{II} до C_{III} и в F_{Ib} (рис. 7). Оолиты в переходной полосе мелкие и часто неправильной формы. Однако гетитовые оолиты здесь не исключают наличия полностью красноцветных (гематитизированных) пород. Например, в скв. Колка гетитовые оолиты встречаются в красноцветных известняках V_{II} и

V_{III} .

Гетитовые (по некоторым определениям гидрогетитовые) оолиты Северной Прибалтики коричневого цвета разной интенсивности. В отдельных случаях на них установлены мелкие кристаллы пирита.

Форма оолитов эллипсоидальная, сплюснутая (табл. V, 4,5). По данным К. Орвику (Orviku, 1940) в районе выходов соотношение минимального диаметра к максимальному изменяется в пределах от 1 : 3 до 1 : 6. Редко встречаются оолиты более или менее округлой формы. Сравнивая преобладающую форму гетитовых оолитов с преобладающей формой карбонатных оолитов, которые преимущественно шаровидные, можно сделать предположение, что форма гетитовых оолитов — вторичная, обусловленная компакцией осадка, так как цементация карбоната кальция протекает значительно быстрее чем обезвоживание коллоидов железа.

Размер (максимальный диаметр) гетитовых оолитов по имеющимся данным колеблется от 0,09 до 4 мм и в основном не превышает 2 мм (Orviku, 1940). Средний размер оолитов по нашим данным (измерения в шлифах), в зависимости от их местоположения в бассейне составляет 0,5 — 1,0 мм.

В подавляющем большинстве гетитовые оолиты зрелые, особенно в районе выходов, количество определяемых в микроскопе оболочек превышает десяти. Зачаточные оолиты среди гетитовых очень редки. Вместе с оолитами встречается относительно много т.н. псевдооолитов (особенно южнее выходов), которые представляют собой более или менее импрегнированные гетитом обломки скелетных остатков организмов. Проблемы, связанные с псевдооолитами, будут рассмотрены при изложении результатов изучения детрита.

Количество определяемых ядер у гетитовых оолитов редко более 50%. Вероятно среди неопределимых ядер в довольно существенном количестве присутствуют полностью гетитизированных детрит (псевдооолиты), возможно сгустки и обломочный карбонатный материал. Во многих случаях, когда ядро неопределимо или вообще отсутствует, разрез данного шлифа оказался просто неудачным (Orviku, 1940). Определимые ядра преимущественно представлены детритом иглокожих, трилобитов и брахиопод, реже обломками органических остатков других систематических групп. Часто эти обломки слегка окатанные. Групповой состав детрита, служившего ядрами оолитов, практически не отличается от такого в окружающей породе. Эта закономерность отмечена уже К. Орвику (Orviku, 1940) для гетитовых оолитов азерского горизонта в Северной Эстонии. Ядрами гетитовых оолитов местами (особенно на выходах) служат их же обломки, зерна глауконита (часто глауконитизированный детрит) и кварца.

Количественное распределение гетитовых оолитов в пределах даже одного конкретного слоя очень неравномерное (табл. V, 1 — 3). Оолиты встречаются преимущественно небольшими скоплениями, размеры которых также изменчивы. К. Орви-

ку (Orviku, 1940) зафиксировал местами на выходах азериского горизонта неясную флюидальную текстуру оолитов. При этом горизонтальное положение длинной оси оолитов необязательно. Вызвано это, по-видимому, неспокойной средой осадконакопления (неоднократное взмучивание осадка), а также активной жизнедеятельностью илоедов, которая в слоях с гетитовыми оолитами практически всегда была более интенсивной, чем в слоях без оолитов. По нашим данным содержание гетитовых оолитов в образцах редко превышает 50%, а среднее составляет около 13 — 20%. Эти цифры довольно хорошо сопоставимы с результатами, полученными для такой отдаленной части Балтийского ордовикского бассейна, как Восточная Польша, где по данным Б. Шиманского (Szymanski, 1968) содержание оолитов в отложениях нижнего ордовика 10 — 30%.

Среди гетитовых оолитов нередки вторичные изменения, связанные с различными стадиями породообразования. В основном, это изменения механического характера. Местами (скв. Рапла) содержание окатанных и раздробленных в ходе седиментогенеза оолитов составляет около 20% от общего их количества. Нередко (скв. Рапла, Охесааре, Савала и др.) встречаются своеобразные гетитовые оолиты неправильной формы с удлиненными "кончиками". Можно только предположить, что такие формы образовались в результате деформации оолитов. Сведения о близких к этим оолитам образованиях из нижнего ордовика Швеции приведены в работе И. Хессланда (Hessland, 1949b, см. табл. VIII, 1). Автор отмечает, что они очень напоминают фекальные комочки гастропод. Явно копрогенные образования, похожие на последние, описаны В. Масловым (1960) в палеогене Средней Азии. Что же касается гетитовых оолитов окруженных радиальными кристаллами кальцита, приведенных на фототаблицах К. Орвику (Orviku, 1940) и И. Хессланда (Hessland, 1949b), то можно допустить судя по фотографиям, что они являются перекристаллизованными раковинами остракод, заполненные гетитом.

В доломитизированных разрезах установлено разрушение оолитов при росте кристаллов доломита (Orviku, 1940). В сравнительно сильно доломитизированных разрезах (Северо-Восточная Эстония) отмечено выщелачивание гетитовых оолитов. Другие типы замещения и перекристаллизации гетитовых оолитов пока не установлены. Однако, возможность их существования не исключается, а наоборот, поддерживается некоторыми исследователями (см. Hessland, 1949a). Что же касается самсго И. Хессланда, то он отрицает возможность трансформации карбонатных, шамозитовых и других оолитов в гетитовые в ордовикских отложениях Балтийского бассейна. Следует также от-

метить, что в современных отложениях из разных регионов мира установлена близость химического состава зерен гетита и шамозита (Porrenga, 1967). Это указывает, по мнению Д. Поренга, на вероятность, что зерна гетита служат продуктом окисления шамозита.

Вопросы генезиса гетитовых оолитов в карбонатных отложениях в настоящее время значительно менее разработаны в мировой геологической литературе по сравнению с вопросами образования карбонатных оолитов. Можно лишь немного добавить к тому, что было известно к концу 30-х годов, когда К. Орвику (Orviku, 1940) определял гетитовые оолиты, как образования неглубоких, богатых кислородом, прибрежных вод и отмечал также возможное участие в их образовании микроорганизмов.

Собранные нами факты несомненно доказывают, что гетитовые оолиты ордовика Балтийского бассейна в сравнении с карбонатными оолитами являются более глубоководными образованиями. На это указывает хотя бы их связь с нормально-морскими отложениями и нахождение гетитовых оолитов в удаленных от береговой зоны районах. В последнем случае аутигенность гетитовых оолитов подтверждается групповым составом их органогенно-обломочных ядер. Обращаясь еще раз к аналогии с карбонатными оолитами, отметим, что и в настоящее время нет никаких серьезных предпосылок отрицать участие микроорганизмов в образовании гетитовых оолитов.

Что же касается вопроса абсолютных глубин образования гетитовых оолитов, то следует отметить, что современные гетитовые оолиты у берегов Экваториальной Африки встречаются не глубже 50 м (Giresse, 1965). По другим источникам (Courty, 1973) в современных морских бассейнах гетит образуется на глубинах 10 — 30 м. Можно лишь предполагать, что гетитовые оолиты Балтийского бассейна образовались в приблизительно таких-же глубинах.

Франколитовые (фосфатные) оолиты, ранее часто называвшиеся просто белыми оолитами, имеют по сравнению с гетитовыми оолитами более широкое площадное распространение. Они установлены в карбонатных отложениях северной и осевой структурно-фациальных зон и в переходной полосе.

В северной зоне первые фосфатные оолиты были недавно обнаружены (Кивимяги, Лоог, 1972) в прослоях алевролитов и песчаников среди граптолитовых аргиллитов тремадокского возраста Восточной Эстонии (месторождение фосфоритов Тоолсе). Более широкое распространение франколитовых оолитов отмечается в карбонатных отложениях ордовика (см. рис. 7). Однако по величине диапазона

вертикального распространения и по количеству они несколько уступают гетитовым оолитам. Интервалы с франколитовыми оолитами обычно залегают непосредственно выше интервалов с гетитовыми оолитами и содержат последних в изменчивых количествах. Например, они встречаются в верхней части вокаской пачки кундаского горизонта в районе выходов между Ныммевески и Юлгазе (Орвику, 1960а), в средней части азерского горизонта в районе выходов между Ягала и Убари (Орвику, 1960б). Наиболее широкое вертикальное и горизонтальное распространение фосфатных оолитов в северной зоне отмечено в ласнамягском горизонте, где они в большей части зоны встречаются в нижней половине горизонта. Однако, в районе к северу и северо-западу от оз. Пейпси фосфатные оолиты в некоторых разрезах (особенно в скв. Ийзаку) прослеживаются в подавляющей части C_{1b} и переходят в нижнюю часть C_{1c} .

В переходной полосе франколитовые оолиты встречаются в пограничных слоях C_{1a}/C_{1b} (скв. Лаэва, Аре, Пярну и др.).

В осевой зоне франколитовые оолиты приурочены к верхней части кукурузеского горизонта и реже встречаются в идавернеском горизонте (скв. Карула). В центральной части зоны, в некоторых разрезах (скв. Айзпуте, Приекуле) фосфатные оолиты на вышеуказанном уровне отсутствуют или их находки крайне редки. Местами в северной части осевой зоны и в южной части переходной полосы на этом же уровне встречаются гетитовые оолиты (скв. Талсы, Селисте) и псевдооолиты (скв. Отепя).

Франколитовые оолиты в основном светлосерого (беловатого) цвета, нередко в них присутствует гетит, обуславливающий их желтоватый или коричневатый оттенок (табл. VI, 1). Практически на каждом франколитовом оолите обнаруживаются мелкие кристаллы пирита, количество которых изменяется в значительных пределах (табл. VI, 3, 4). Местами (в Северной Эстонии) фосфатные оолиты полностью покрыты пиритом и они могут быть по внешнему облику приняты за пиритовые оолиты. Значительно реже кристаллы пирита присутствуют внутри франколитовых оолитов. О минеральном составе т.н. белых (фосфатных) оолитов имеются различные мнения. Однако, по данным рентгеноструктурного изучения (см. также с. 2.2.6.) в них установлен франколит с незначительной примесью гетита и пирита (Пылма, 1972б).

Форма франколитовых оолитов полностью совпадает с формой гетитовых оолитов (табл. VI, 2, 3, 4). Средний размер фосфатных оолитов по максимальному диаметру незначительно уступает гетитовым (0,3 — 0,6 мм) и практически никогда не превышает 1,0 мм. Оолиты преимущественно зрелые (около

10 или более оболочек), однако, больше чем у гетитовых встречаются зачаточные формы (табл. VI, 5).

Ядрами франколитовых оолитов является органогенно-обломочный материал, главным образом частично пиритизированный детрит трилобитов и иглокожих. Групповой состав ядер хорошо совпадает с групповым составом детрита породы вмещающей оолиты.

Содержание франколитовых оолитов уступает содержанию гетитовых оолитов в отложениях и только в исключительных случаях доходит до 50%, а среднее обычно не превышает 5%. Распределение их в породе сравнительно равномерное.

Вторичные изменения франколитовых оолитов на наш взгляд минимальные и главным образом механического характера. Количество разрушенных оолитов значительно меньше чем среди гетитовых оолитов. Иногда встречаются явления деформации, аналогичные описанным для гетитовых оолитов.

Тесная связь франколитовых оолитов с гетитовыми, их близкие размеры и одинаковая форма несомненно указывают на относительные близкие условия образования. С другой стороны, их расположение в верхах трансгрессивных ритмов гетитовых оолитов, присутствие на франколитовых оолитах и в окружающей породе значительных количеств пирита, а также увеличение в породах с фосфатными оолитами содержания мелкого органогенно-обломочного материала — шлама, указывает на более глубоководные или, во всяком случае, на более застойные условия образования франколитовых оолитов.

На основе изложенного можно предположить, что встречающиеся в ордовикских отложениях Северной и Средней Прибалтики оолиты по фациальному положению в бассейне образуют следующий ряд (от мелководных к более глубоководным образованиям): карбонатные, гетитовые и франколитовые оолиты. Нет сомнения в том, что более детальное литофациальное и геохимическое изучение оолитов, как четких и чувствительных фациальных индикаторов, в будущем окажется очень перспективным.

3.5. ОБЛОМОЧНЫЙ КАРБОНАТНЫЙ МАТЕРИАЛ.

Горизонтальное и вертикальное распространение обломочного карбонатного материала оказалось большим, чем это предполагалось ранее (Орвику, 1962). Встречен в основном более или менее окатанный материал псефитовой (диаметр более 1 мм) и реже псаммитовой (диаметр 0,1 — 1,0 мм) размерности.

П с е ф и т о в ы й м а т е р и а л в послетремадокских ордовикских отложениях обеих зон в основном располагается рас-

сеянно. Однако, в северной зоне во всех отделах встречены скопления псефитового материала в виде межформационных конгломератов (см. табл. VII, 3). Мощность таких линзовидных прослоев обычно не превышает 25 — 30 см, горизонтальное распространение их также незначительное. Такие скопления залегают обычно на поверхностях перерывов. Больше всего этих прослоев в нижнем ордовике ($V_{IIa}S$, $V_{II}L$, $V_{III}P$) северной зоны, особенно в его северной и северо-западной части (Орвику, 1962). В последние годы конгломератовидные прослои установлены в пределах Вазалеммаского биогермного комплекса ($D_{II} - D_{III}$) в Северо-западной Эстонии. Мощность этих прослоев по данным С. Мяги доходит до 60 см (скв. Аудевяля). В верхнем ордовике невыдержанные скопления псефитового материала небольшой мощности связаны с биогермными комплексами пород пиргуского и поркуниского горизонтов в западной части северной зоны. Отдельные находки псефитового материала встречены практически во всех горизонтах и связаны со всеми генетическими типами карбонатных пород северной структурно-фациальной зоны. Меньше всего псефитового материала в интервале $D_I - D_{IIa}$.

В осевой структурно-фациальной зоне находки псефитового материала редки и, в основном, приурочены к нижнему ордовику ($V_{II} - V_{III}$) и к пилтенской пачке поркуниского горизонта верхнего ордовика.

Гравий и гальки преимущественно плоской формы, что вероятно обусловлено текстурой материнских пород, а также с механизмом образования гравия и галек в морских условиях.

Максимальный диаметр псефитовых частиц доходит до 120 мм (Орвику, 1962), а в основном они не более 40 мм. Средний размер для всей изученной территории составляет 7,5 мм (по данным около 100 определений). Для северной зоны эта цифра равна 9,6 мм (около 80 определений), а для осевой зоны 5,5 мм (около 20 определений).

Окатанность псефитовых частиц самая значительная в нижнем ордовике северной зоны (см. табл. VII, 1) и, в меньшей мере, в поркуниском горизонте в пределах обеих структурно-фациальных зон. Однако, преимущественно окатанность слабая, часто минимальная.

Гравий и гальки из нижнего ордовика северной зоны имеют часто следы сверления и нередко с обеих сторон (Орвику, 1962). В других частях разреза северной зоны, а также в осевой зоне следы сверления редки.

Из изложенных выше морфологических параметров следует, что псефитовый материал представлен в изученных отложениях, по классификации обломочных пород А. Раукаса (Raikas, 1965), главным образом, зернами крупного гравия. Очень

редко встречается материал крупнее средних галек.

Ориентация плоских псефитовых частиц в основном горизонтальная. Однако, в конгломератовидных прослоях прослеживается наклон в разных направлениях. В этих же прослоях псефитовый материал всегда плохо отсортирован.

Как правило, гравийно-галечный материал сложен из вмещающих или непосредственно ниже их залегающих карбонатных пород (табл. VII, 2, 4, 6). В нижнем ордовике северной зоны иногда встречаются гальки из более отдаленных (как в вертикальном, так и горизонтальном разрезе) пачек или горизонтов (Орвику, 1962). Только в пределах Палукюлаского локального тектонического поднятия кристаллического фундамента в контактовых известняках верхнего ордовика, по данным Э. Кала, встречаются гальки гранито-гнейсов и мигматитов. Местами в среднем ордовике северной зоны (D_{IIβ}) гальками служат массивные полусферические колонии мшанок, как это можно установить по их пиритовой импрегнации (см. табл. XVII, 5). В вазалеммаских и сакуских известняках (D_{II} — D_{III}) гальками являются массивные водоросли *Solenopora* (см. табл. XV, 4).

Импрегнация псефитового материала в ордовике довольно разнообразная. Интенсивность и толщина импрегнации очень изменчивая и нередко отсутствует полностью. В нижнем ордовике и в нижней половине среднего ордовика северной зоны явно преобладает фосфатная импрегнация. Реже здесь встречается пиритовая или гетитовая (только в нижнем ордовике) импрегнация. В остальной части разреза северной зоны и в осевой зоне в основном прослеживается пиритовая импрегнация (табл. VII, 5). В последнем случае отмечена гетитовая и гематитовая (в интервале V_I — C_{Ib}), а также фосфатная (в верхнем ордовике) импрегнация. В верхнем ордовике, везде на рассматриваемой территории, встречены отдельные гальки, покрытые пленкой пылевидного глауконита. Отсутствие импрегнации установлено в поркуниском горизонте в пределах всей изученной территории. Минералогия импрегнирующего вещества в гравийно-галечном материале обычно совпадает с минеральным составом импрегнации близзалегающих поверхностей перерыва.

Основные черты образования псефитового материала, в частности галек, освещены в работе К. Орвику (1962). Можно лишь подчеркнуть, что проведенные нами исследования в пределах всей послетремадокской ордовикской карбонатной толщи в двух структурно-фациальных зонах подтвердили эти выводы, в соответствии с которыми гравийно-галечный материал образовался на небольших отмелях ордовикского моря, а рассеянность его в породах указывает на то, что транспорти-

ровка их, вероятно, осуществлялась при помощи водорослей (прикрепленных к ним), в плавающем состоянии волнением и течениями (Орвику, 1962), как это установлено в современных условиях (Орвику, Каарел Орвику, 1961).

Неокатанный псефитовый материал встречается в изученных нами разрезах крайне редко. Отдельные находки мелкого (диам. 2 — 5 мм) брекчированного материала наблюдались лишь в скрытокристаллических (афанитовых) известняках (E — F_{1a}) северной зоны и в F_{1a}, F_{1c} осевой зоны. В этом случае брекчированный материал связан с трещинами синерезиса, особенно при пересечении нескольких трещин (табл. XXIV, 4).

Псаммитовый материал в небольших количествах сопутствует конгломератовидным прослоям, особенно в поркуниском горизонте в пределах двух структурно-фациальных зон (табл. VIII). Самостоятельные скопления псаммита отдельными прослойками приурочены к F_{II} в осевой зоне. Отдельные его зерна часто неотличимы от сгусткового материала, особенно в более мелких фракциях (сравн. таблицы III и VIII).

Подытожим изложенное: обломочный карбонатный материал в условиях Балтийского ордовикского бассейна является надежным фациальным индикатором, указывающим на активно подвижную водную среду. Хотя этот материал устанавливается спорадически, его существенные скопления связаны с отложениями нижнего ордовика и с биогермными комплексами пород среднего и верхнего ордовика северной структурно-фациальной зоны.

3.6. ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПОНЕНТ

Всестороннее изучение терригенной составляющей карбонатных пород не входило в задачи данной работы. Однако, имеющиеся в распоряжении автора анализы гранулометрического спектра позволяют сделать некоторые самые общие выводы, способствующие лучшему познанию фациальных обстановок.

Алевритовая и более грубые фракции терригенного компонента на изученной территории имеют мономинеральный кварцевый состав. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюда (70 — 100%), подчиненное значение имеют хлорит, каолинит (в красноцветных отложениях) и смешанно-слоистые минералы (подробнее см. глава 2).

Для данной территории вопросы гранулометрии терригенного материала карбонатных пород ордовика сравнительно мало

разработаны. Можно лишь указать на одну статью, специально посвященную изучению гранулометрии терригенного компонента промышленного пласта горючего сланца (Дилакторский и др., 1961). В основном эти вопросы затронуты попутно, например в работе Х. Вийдинга и А. Ораспылд (1972).

Преобладающей фракцией в обеих структурно-фациальных зонах является пелитовая. Алевритовая фракция преобладает примерно в 10% проб из северной зоны и около 5% проб из осевой зоны.

В вертикальном разрезе максимумы содержания алевритовой и более грубых фракций (в основном песчаной) в обеих зонах расположены симметрично, т.е. в начале (VI — VIII) и в конце (верхи F_Ic, F_{II}) послетремадокского ордовика, характеризуя его как крупный целостный седиментационный цикл.

Содержание алевритовой и пелитовой фракции оказалось довольно специфическими для каждой зоны. Среднее содержание алеврита в северной зоне около 31%, в осевой около 26%, а в переходной полосе около 33%. Повышение среднего содержания алевритовой фракции в переходной полосе, по сравнению с основными зонами, по-видимому, обусловлено спецификой рельефа дна этой части бассейна (увеличение уклона дна, поднятия), благоприятствующей обогащению осадков терригенным материалом.

Имеющийся аналитический материал несомненно показывает, что форма диаграммы распределения алеврита и пелита прежде всего зависит от фациального типа пород (см. рис. 8). Около половины изученных проб имеют диаграмму с одним максимумом в мелкопелитовой фракции. Диаграммы соответствующего характера в северной зоне (по скв. Рапла) составляют 36,6%, а в осевой зоне (по скв. Энгуре) 63,2% из всех анализированных проб. Этот тип диаграммы интерпретируется как характерный для нормальноморских относительно тиховодных отложений (Юргенсон, 1970) и чаще всего связан с глинистыми известняками и известковыми мергелями.

Значительная часть диаграмм характеризуется также с одним максимумом, но в алевритовой или крупнопелитовой фракции. Анализы с пиком в алевритовой фракции в ордовике рассматриваемого региона связаны в основном с отложениями, образованными в подвижноводных условиях, как это отмечается и для силурийских пород Э. Юргенсон (1970). Такие спектры встречаются как в северной так и в осевой зоне в преобладающем в горизонтах VI и F_{II}, где они связаны с относительно прибрежными или крайне мелководными отложениями. Диаграм-

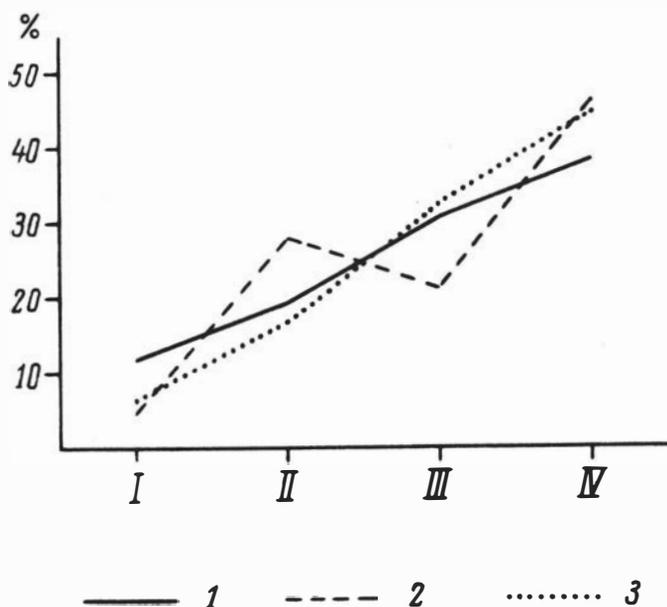


Рис. 8. Распределение среднего гранулометрического состава алевритовой и пелитовой фракции нерастворимого остатка карбонатных отложений в изученных структурно-фациальных зонах. I — IV — фракции диаметров: I — 0,1—0,05 мм, II — 0,05 — 0,01 мм, III — 0,01 — 0,002 мм, IV — < 0,002 мм. 1 — северная структурно-фациальная зона (скважина Рапла, 113 анализов), 3 — осевая структурно-фациальная зона (скважина Энгуре, 114 анализов).

мы с максимумом в крупнопелитовой фракции связаны главным образом с карбонатными глинами и глинами волховского горизонта осевой зоны, а часто и с другими породами, содержащими терригенного материала более 50% в других горизонтах обеих зон.

Двухпиковые диаграммы распределения алевритово-пелитового материала предположительно связываются с двумя источниками сноса (Юргенсон, 1970) или с подвижноводной средой осадконакопления, как это вытекает из нашего материала. Такие диаграммы в большинстве характерны в северной зоне го-

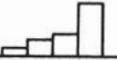
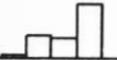
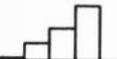
| Глубина образца и страт. индекс | Гранулометрическая диаграмма н.о. комка (известняка) | Гранулометрическая диаграмма н.о. вмещающего мергеля |
|---------------------------------|--|---|
| <i>скв. Р а п л а</i> | | |
| 39,40 F_{1c} | кал.н.о. 7,0%  | кал.н.о. 25,3%  |
| 42,80 F_{1c} | 15,7%  | 33,8%  |
| 51,65 - 75 F_{1c} | 8,4%  | 31,0%  |
| 58,85 F_{1c} | 12,5%  | 25,5%  |
| 79,00 F_{1b} | 7,9%  | 28,1%  |
| 89,00 F_{1b} | 6,7%  | 55,4%  |
| 151,45 C_{III} | 16,4%  | 90,5%  |
| <i>скв. Э н г ц р е</i> | | |
| 874,60 - 70 F_{II} | 18,6%  | 32,0%  |
| 935,25 D_{II} | 20,8%  | 62,2%  |
| 945,9 C_{II} | 14,3%  | 49,9%  |
| 991,40 - 50 B_{III} | 8,9%  | 94,0%  |
| 996,20 - 30 B_{III} | 19,9%  | 67,7%  |
| | I II III IV | I II III IV |

Рис. 9. Распределение гранулометрического состава алевроитовой и пелитовой фракции нерастворимого остатка в комках известняков и вмещающих их более терригенных отложениях. I — IV — фракции диаметров: I — 0,1—0,05 мм, II — 0,05 — 0,01 мм, III — 0,01 — 0,002 мм. IV — < 0,002 мм.

гизонтам VI — VIII, DII — DIII и FII, а в осевой зоне — FII. Двухпиковый тип диаграммы довольно часто встречается также в образцах из скрытокристаллических известняков северной зоны (E, F1aS).

На примере пограничных слоев CII/CIII в восточной части северной зоны установлена (Nölvak, 1972) связь четких поверхностей перерыва с повышенным скоплением алевритового материала непосредственно выше их. В образцах непосредственно выше поверхностей перерыва также устанавливается двухпиковое строение диаграммы.

Нами было специально опробовано ряд образцов (скв. Рапла, Энгуре) с комковатой и полукомковатой текстурой. Выяснилось, что комки известняка в подавляющем имеют гранулометрическую диаграмму терригенного компонента с одним максимумом в мелкопелитовой фракции, а вмещающие эти комки мергели в основном имеют диаграмму нерастворимого остатка с двумя максимумами и реже с одним в алевритовой или крупнопелитовой фракции (см. рис. 9). Выявленный гранулометрический спектр терригенной составляющей комковатых текстур вероятно указывает на их образование в изменчивых условиях седиментации вблизи базиса волнения, а также возможное участие в их образовании временных течений.

Следует основной вывод, что гранулометрический спектр терригенного компонента карбонатных пород также довольно четко отражает разнофациальность Северной и Средней Прибалтики в ордовикском периоде. По этим данным осевая структурно-фациальная зона является относительно тиховодным участком осадконакопления в сравнении с северной структурно-фациальной зоной и переходной полосой.

СВОДНАЯ ТАБЛИЦА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИЗУЧЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

| №№ ПП | ХАРАКТЕРИСТИКИ | СЕВЕРНАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА | ПЕРЕХОДНАЯ ПОЛОСА | ОСЕВАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА |
|-------|----------------------------|--|--|--|
| 1. | Карбонатная основная масса | преобладает микро- и тонкокристаллическая | от скрыто- до тонкокристаллического | практически только скрытокристаллическая |
| 2. | Вторичный калыцит | повсеместное распространение, среднее около 4% | часто отсутствует, | редко до 2% |
| 3. | Слустки | послойное распространение в ДII, ДIII, FII, редкими скоплениями в C _{1b} , CIII, E, F _{1b} . | послойное распространение в FII, остальной части разреза практически отсутствуют | |
| 4. | Карбонатные оолиты | только в FII, основное количество в осевой структурно-фацальной зоне | | |
| 5. | Гетитовые оолиты | присутствуют в ВII—C _{1b} | присутствуют в ВII—CIII и F _{1b} | присутствуют местами в CII—CIII |
| 6. | Франколитовые оолиты | присутствуют в ВII—C _{1c} | в пограничных слоях C _{1a} /C _{1b} | редкие в пограничных слоях CII/CIII |
| 7. | Псевдитовый материал | редкие конгломератовидные линзы (O ₁ , DIII), отдельные находки по всему разрезу | отдельные находки по всему разрезу | отдельные находки в ВII—VIII и FII |
| 8. | Псаммитовый материал | связан главным образом с поркуниским горизонтом | | |
| 9. | Структурного компонента | среднее содержание алеврита 31% | среднее содержание алеврита 33% | среднее содержание алеврита 26% |

4. СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОРГАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ОТЛОЖЕНИЯХ ДВУХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

В фациальных исследованиях трудно переоценить значение органогенно-обломочного материала, как одного из основных структурно-текстурных компонентов карбонатных пород. Тем более, что объектом изучения были в основном прекрасно сохранные карбонатные отложения Балтийского ордовикского бассейна. Ниже приведена сравнительная характеристика минералогических, структурных, текстурных и палеонтологических признаков, связанных с детритом в обеих структурно-фациальных зонах (табл. 5).

В этой главе также приведены данные о распространении шлама, строматолитов и скоплений цельнораковинного материала в послетрамадокских ордовикских отложениях изученной территории.

4.1. СОДЕРЖАНИЕ ДЕТРИТА

Различия между структурно-фациальными зонами по среднему содержанию органогенно-обломочного материала существенные и четко отражают фациальные изменения (см.рис.10). Количество детрита в отложениях северной зоны обычно превышает 20% (среднее содержание в скв. Рапла 24,3%) для нормально-морских известняков. Значительно ниже среднего содержания детрит присутствует в афанитовых известняках (4 — 6% в нижней половине E) и в некоторых микрослойчатых известковых мергелях и глинистых известняках ДШО южнее распространения биогермного комплекса пород (см. табл. IX, 1,2). В шлейфовых отложениях биогермного комплекса количество органогенно-обломочного материала доходит до 90% (Пылма, 1977), а в среднем колеблется в пределах 60 — 80%. В нормально-морских, но сравнительно мелководных известняках, например, в отложениях нижнего ордовика в западной части зоны, оно иногда доходит до 50 — 60%.

Количество детрита в отложениях осевой зоны обычно колеблется в пределах 8 — 15% (среднее содержание в скв. Энгуре 11,4%) и только в редких случаях доходит до 30 или более процентов, чаще всего это отмечено в СII и FII (Пылма, 1972a).

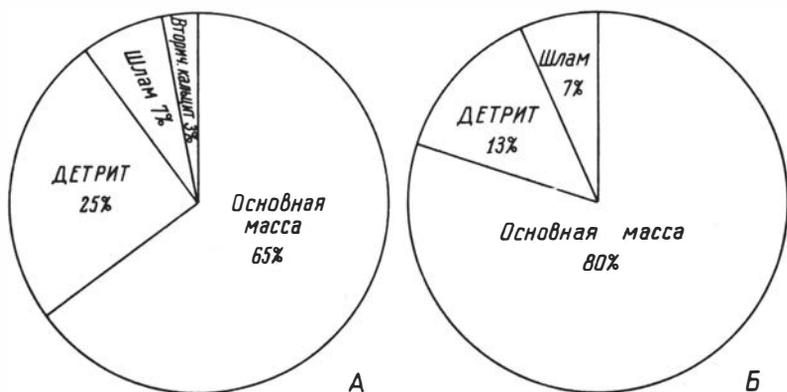


Рис. 10. Приближенный средний состав основных структурных компонентов по данным шлифов. А — в северной структурно-фациальной зоне (по данным около 400 шлифов); Б — в осевой структурно-фациальной зоне (около 300 шлифов).

Максимальное содержание детрита в осевой зоне, по-видимому, не превышает 65%. Практически полным отсутствием карбонатного, органогенно-обломочного материала характеризуются глины и карбонатные глины VI, а также граптолитовые аргиллиты VI, VIII, DIII и F1b.

Что же касается переходной полосы между северной и осевой структурно-фациальными зонами, то здесь количество детрита колеблется преимущественно в пределах 15 — 20%, редко доходя до 40 — 50% (скв. Лаэва, Охесааре и др.).

Следовательно, среднее содержание детрита в рассматриваемых отложениях зависит прежде всего от фациального типа разреза, имея закономерную тенденцию уменьшения к центру осевой зоны. В пределах близких литотипов (например, глинистые известняки и известковые мергели) разница в количестве детрита обычно не превышает 10%.

Следует также обратить внимание на то, что по содержанию детрита отложения послетремадокского ордовика на изученной нами территории подразделяются на две части (особенно четко это проявляется в северной зоне) с условной границей по подошве пяскулаской пачки кейлаского горизонта (DIIβP). Первому интервалу (VI — DII α) характерны минимальные измене-

Таблица I

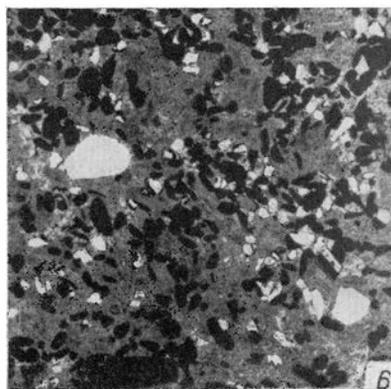
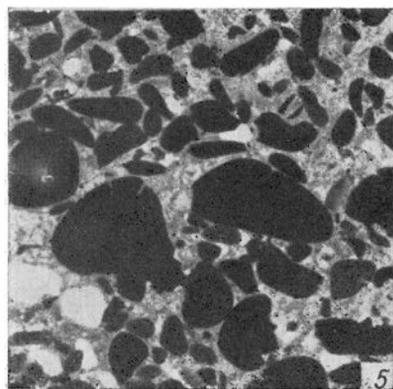
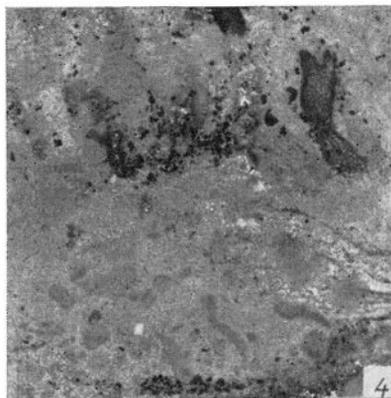
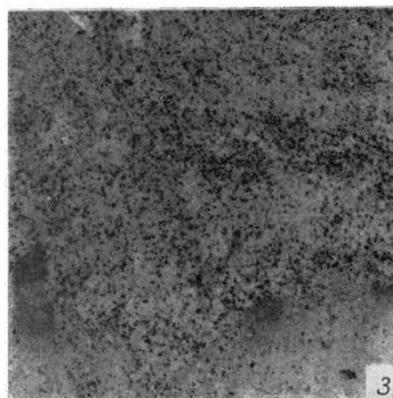
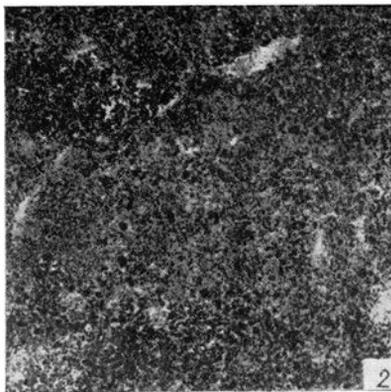


Таблица II

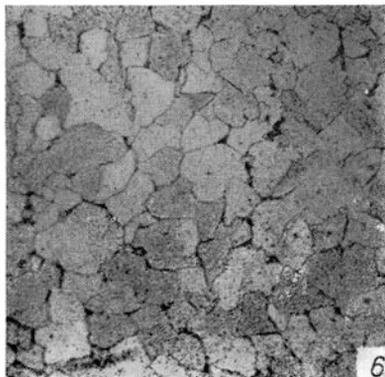
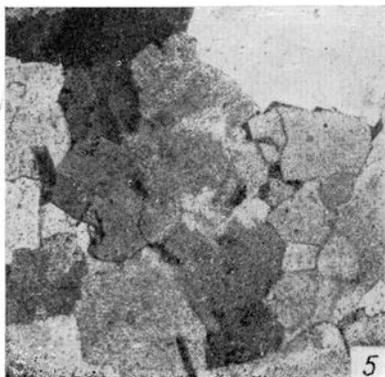
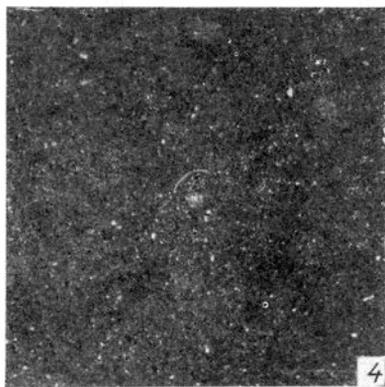
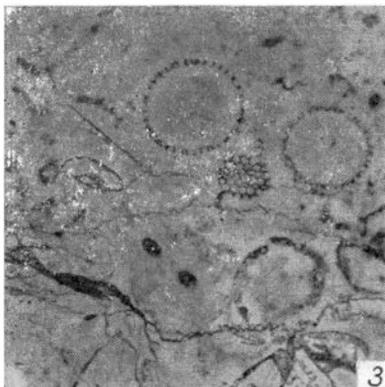
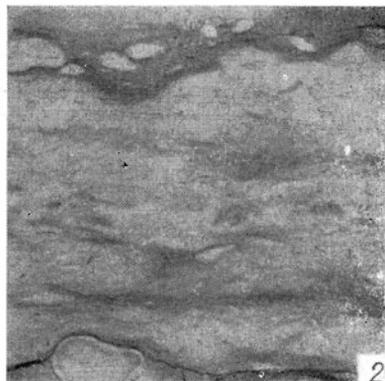
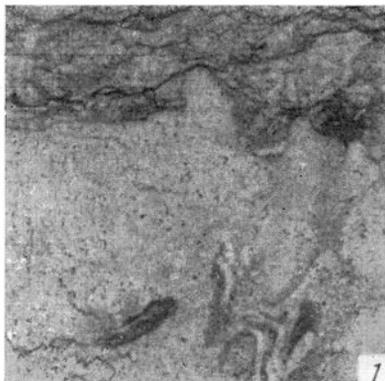


Таблица III

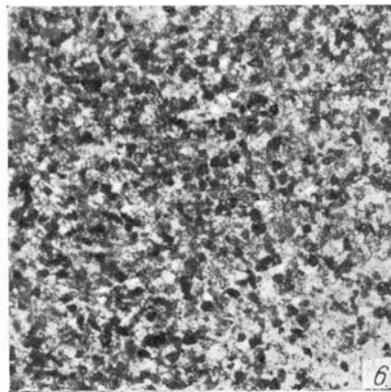
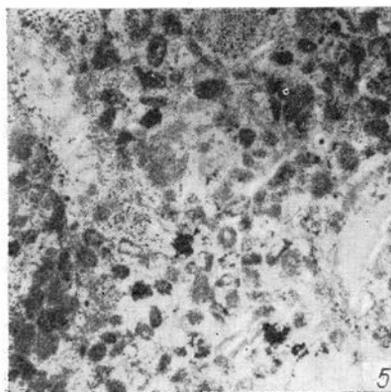
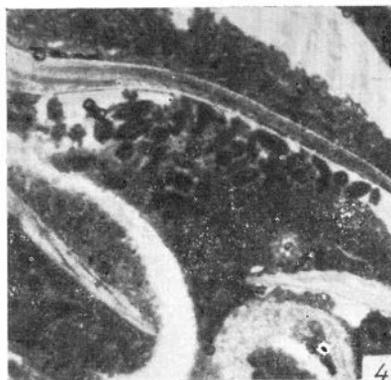
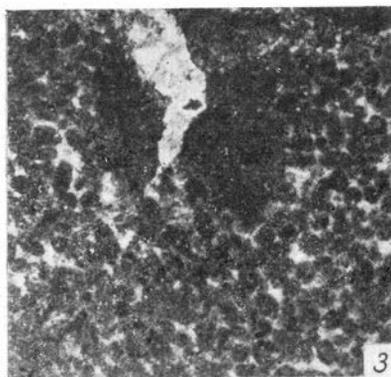
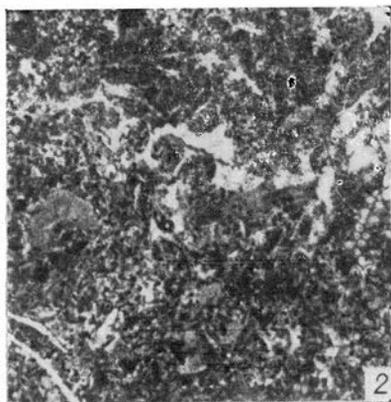
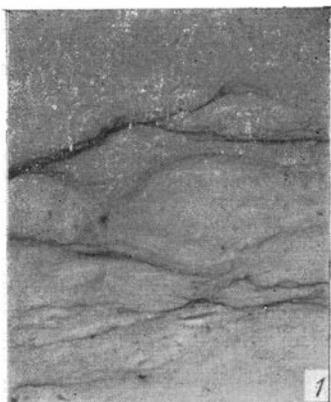


Таблица IV

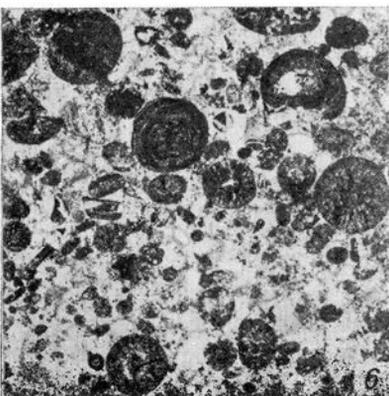
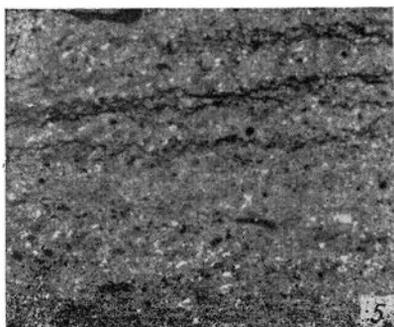
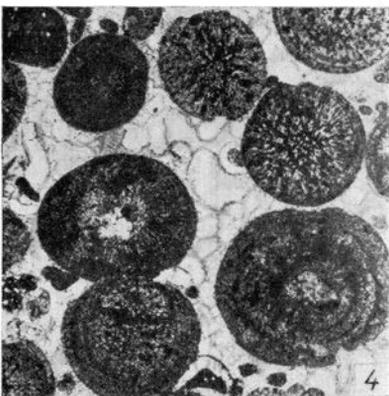
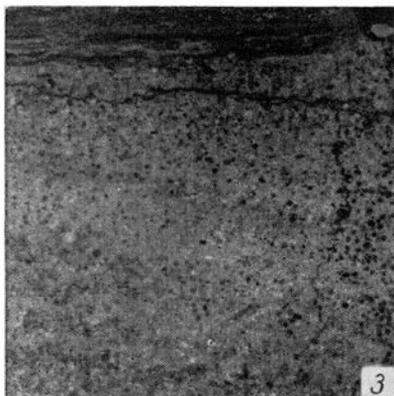
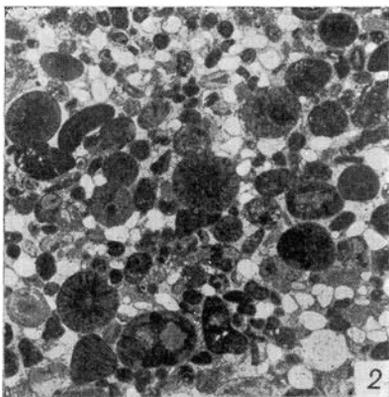
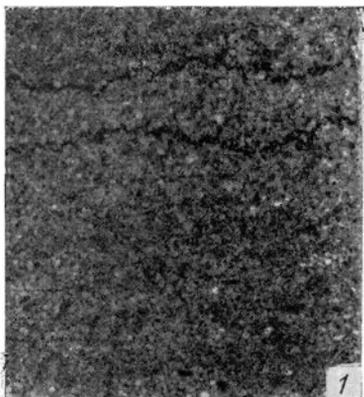


Таблица V

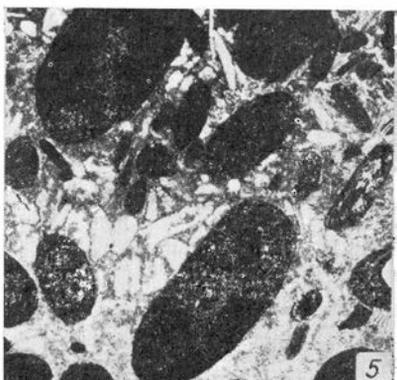
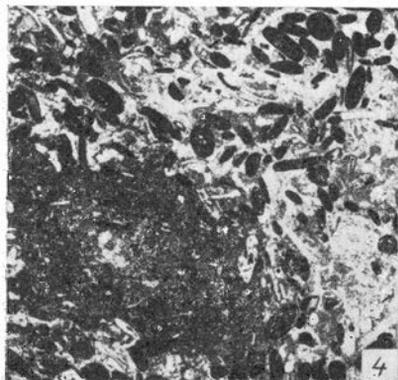
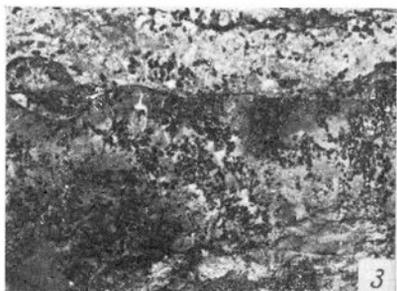
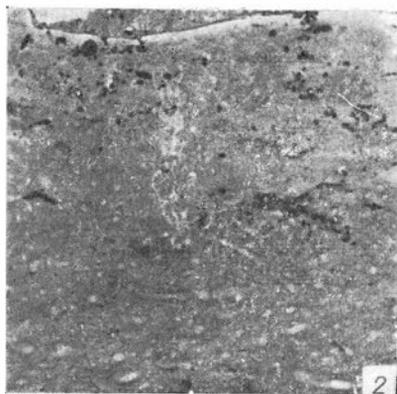


Таблица VI

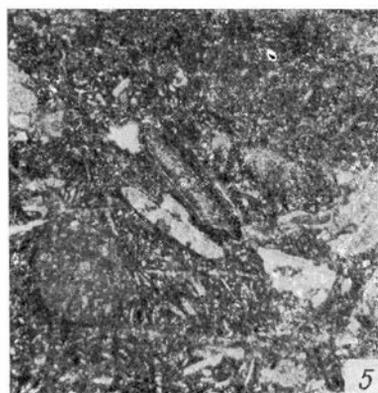
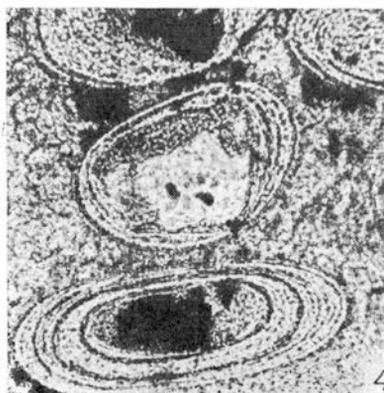
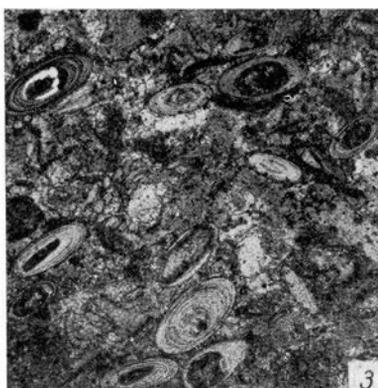
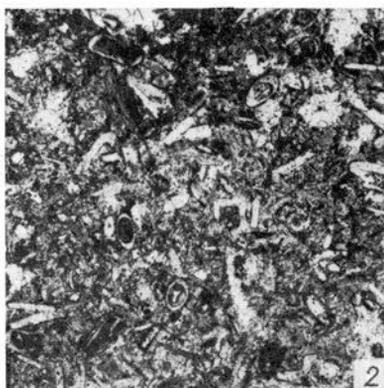
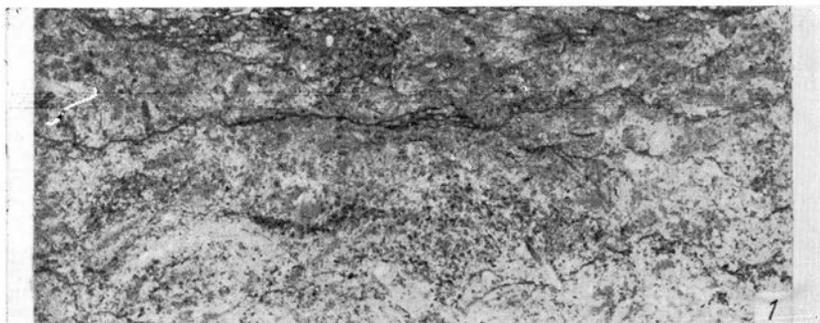


Таблица VII

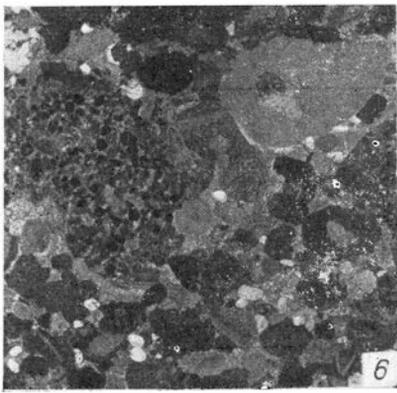
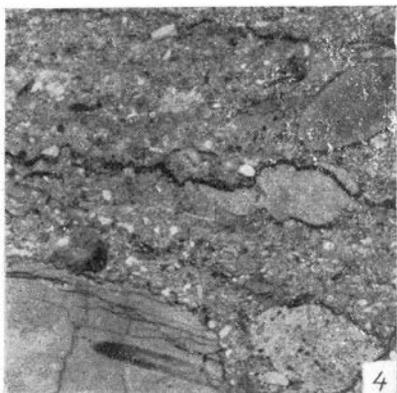
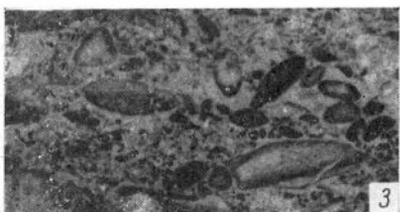
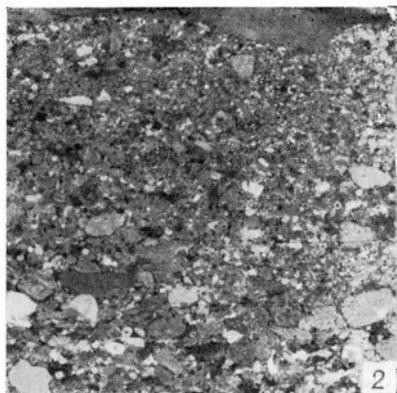
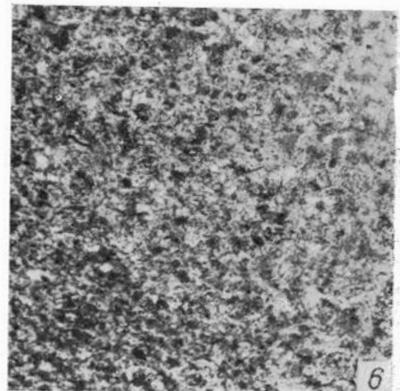
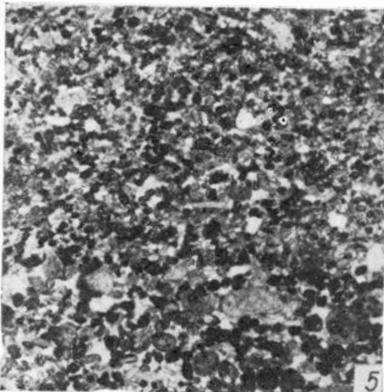
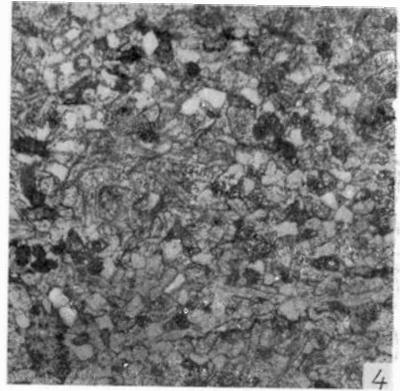
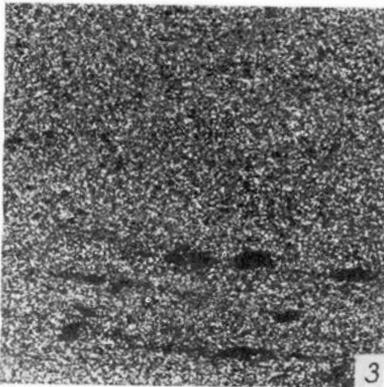
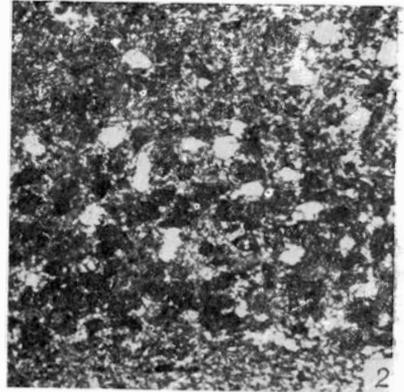
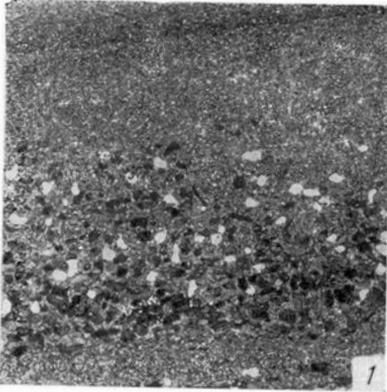
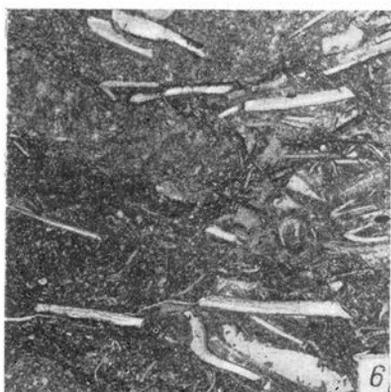
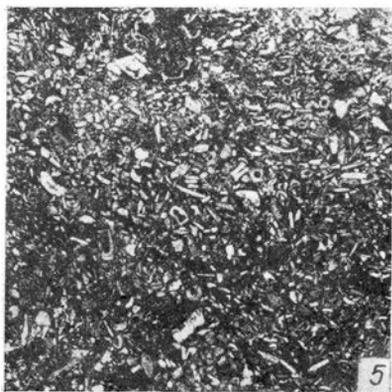
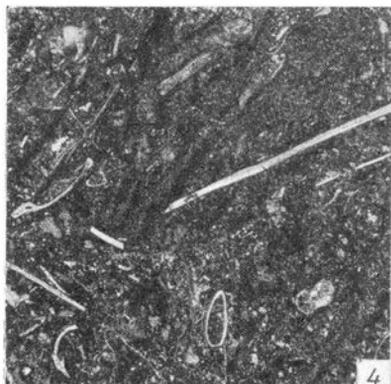
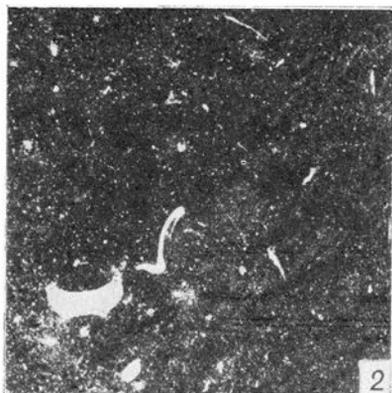
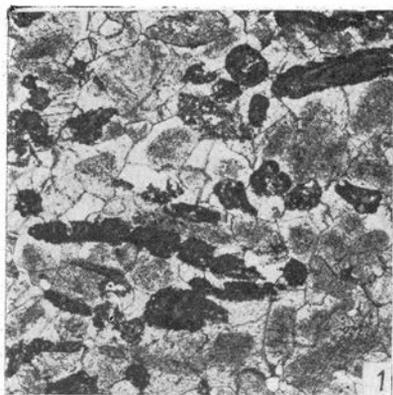


Таблица VIII





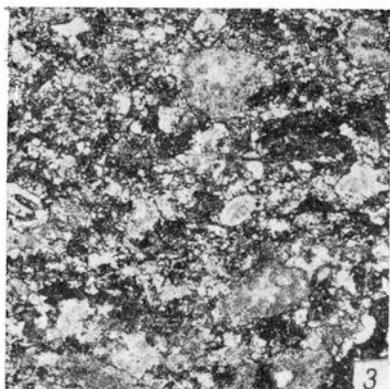
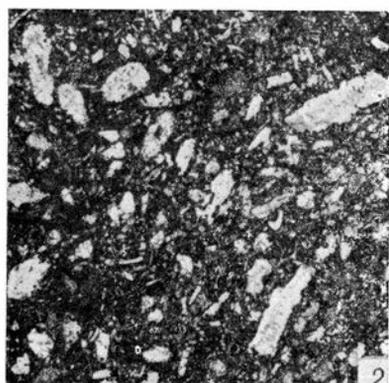
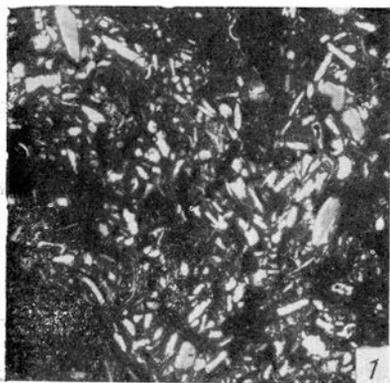


Таблица XI

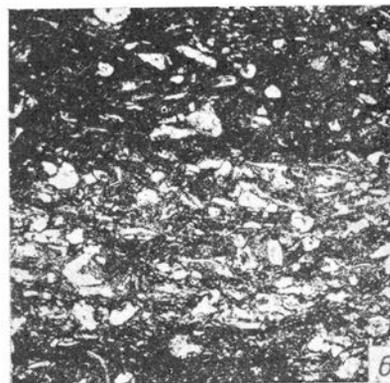
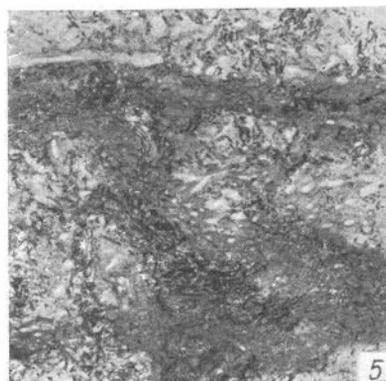
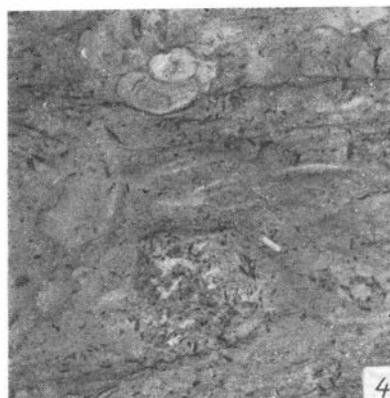
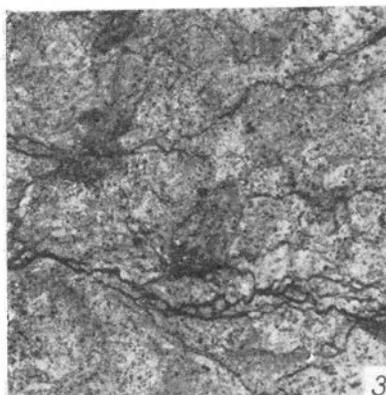
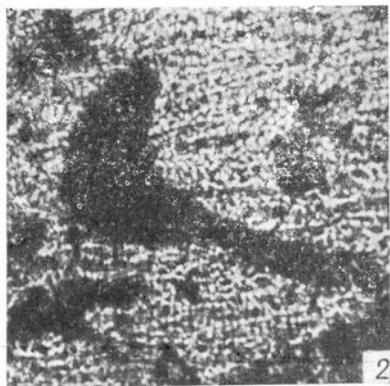
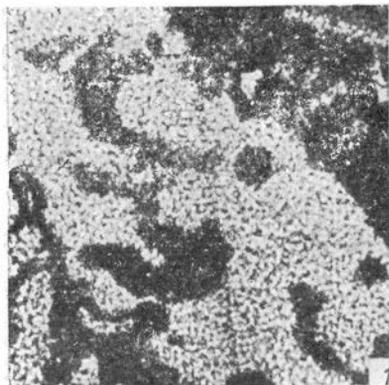


Таблица XII

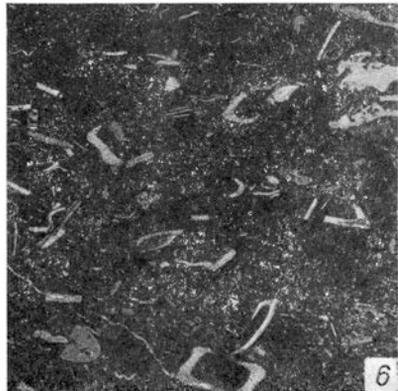
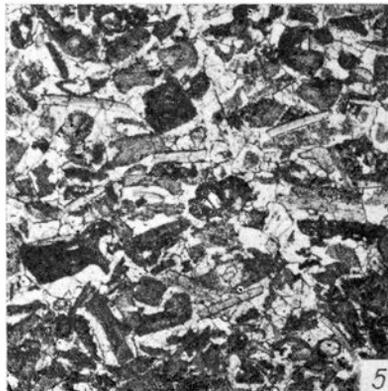
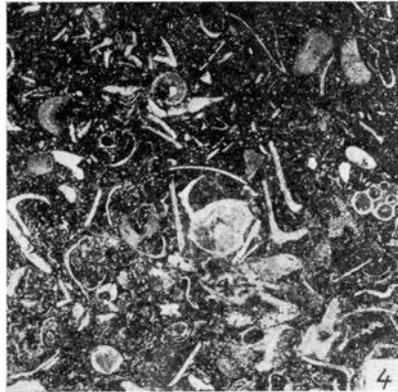
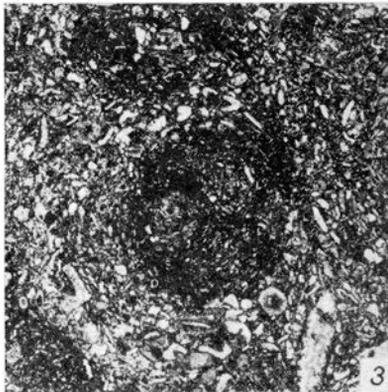
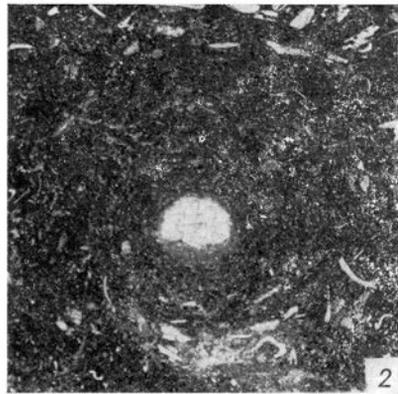
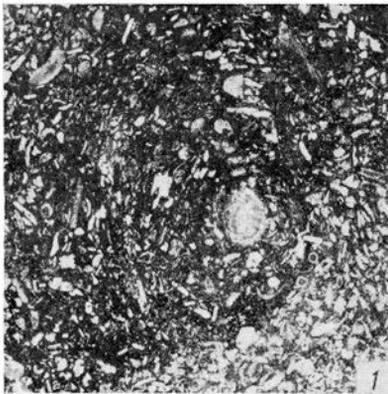
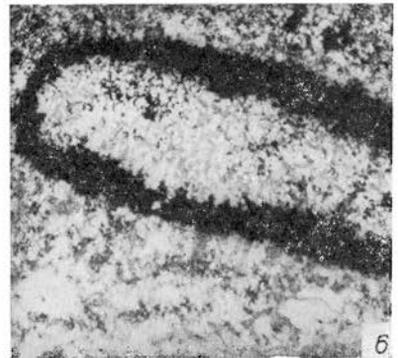
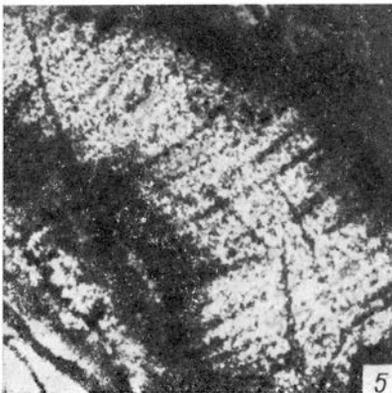
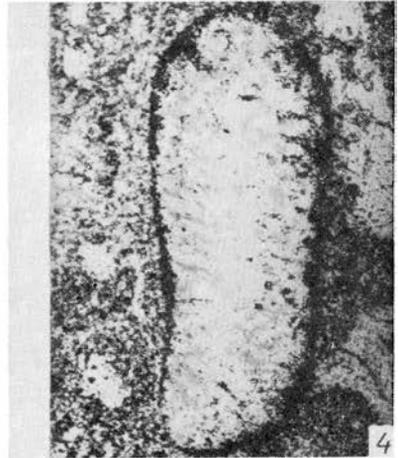
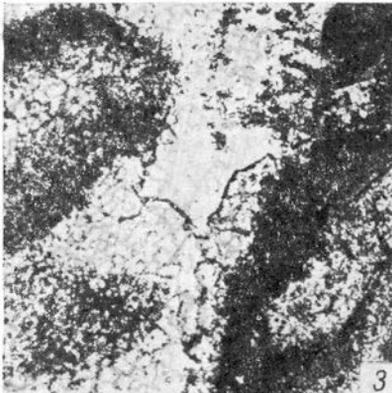
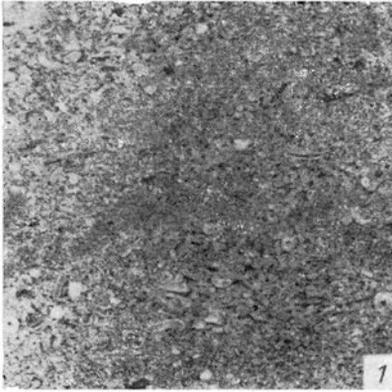
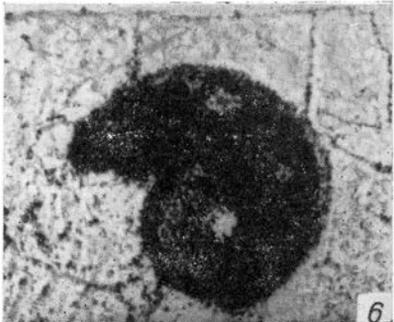
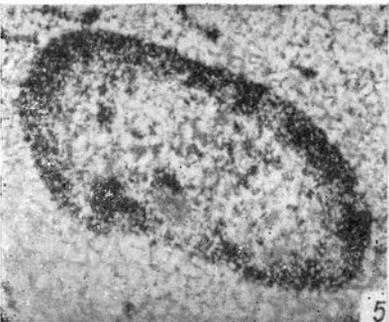
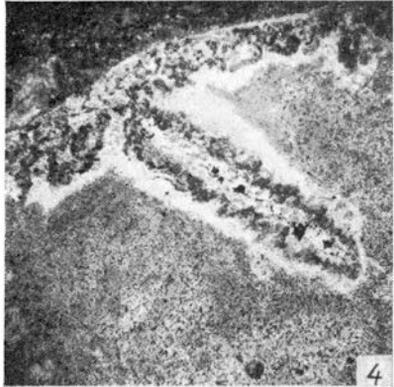
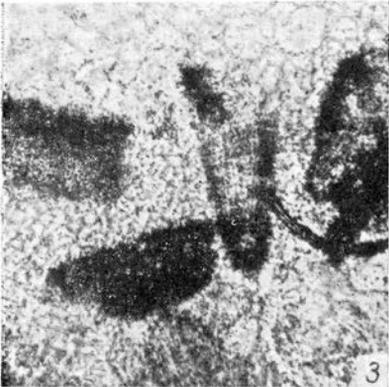
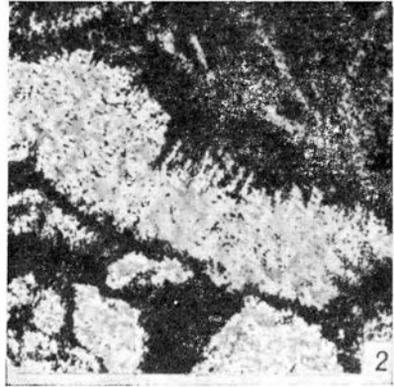
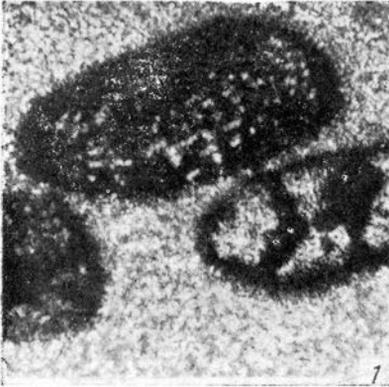
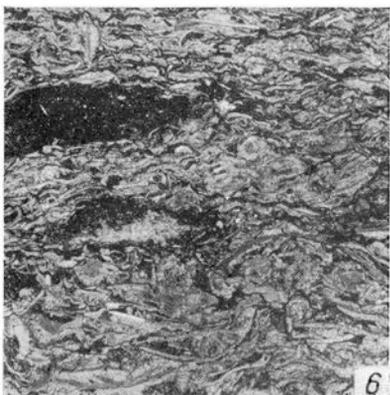
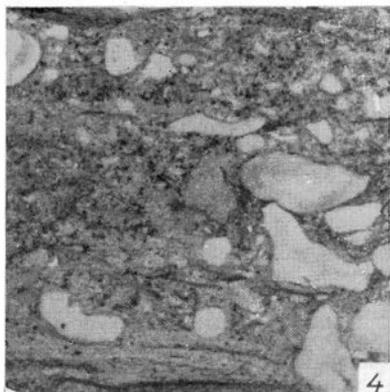
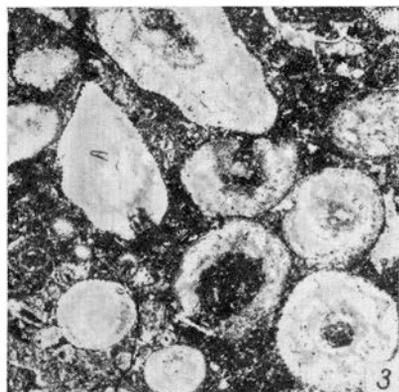
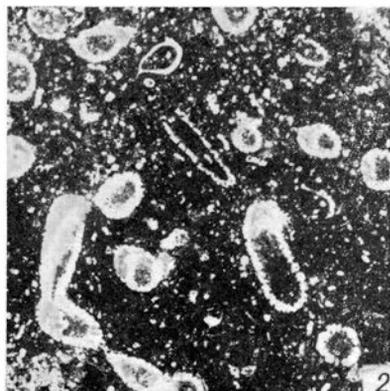
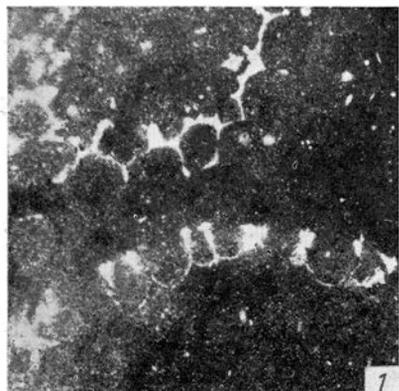
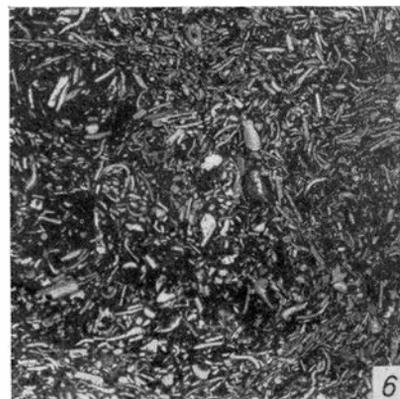
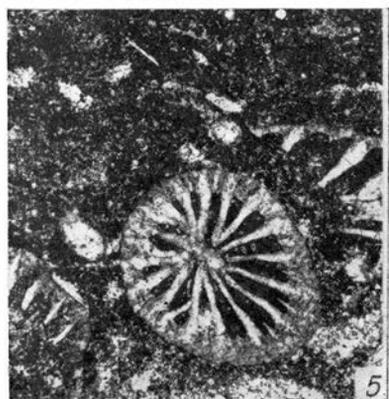
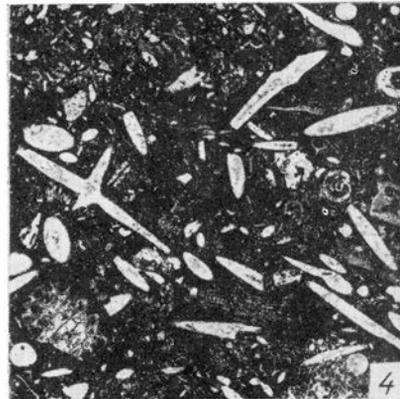
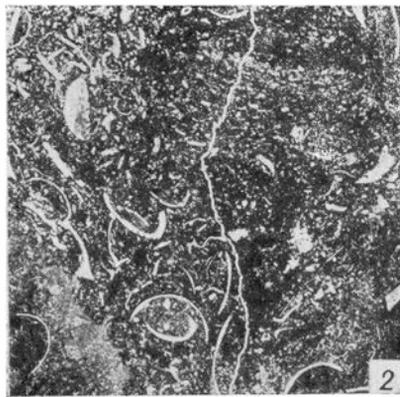
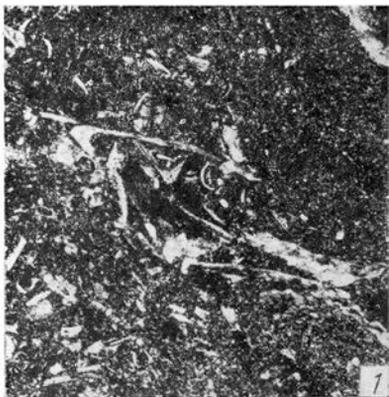


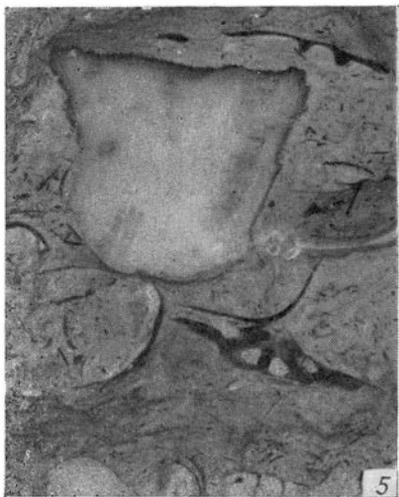
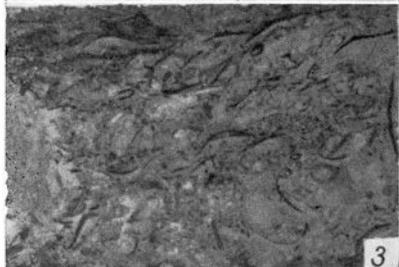
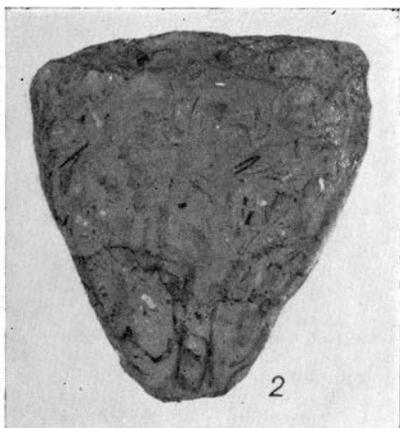
Таблица XIII











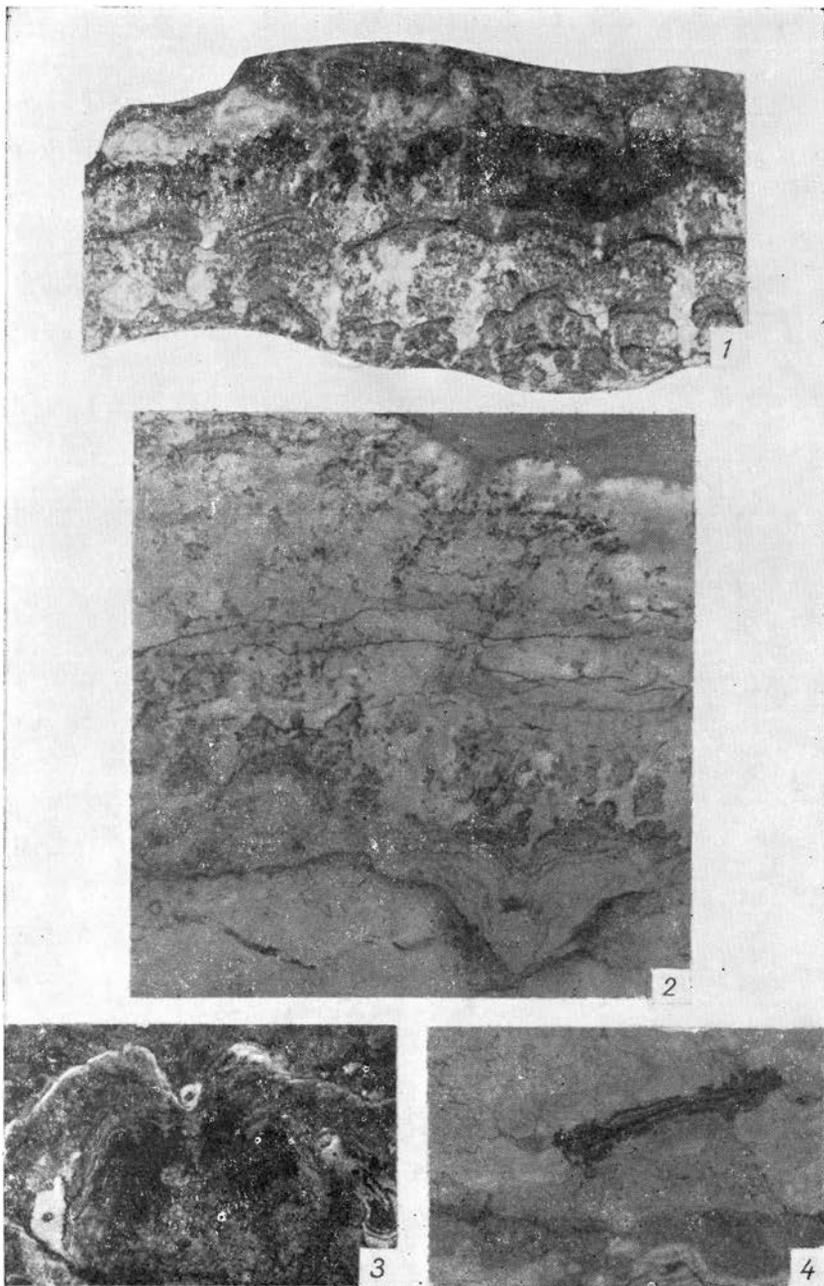
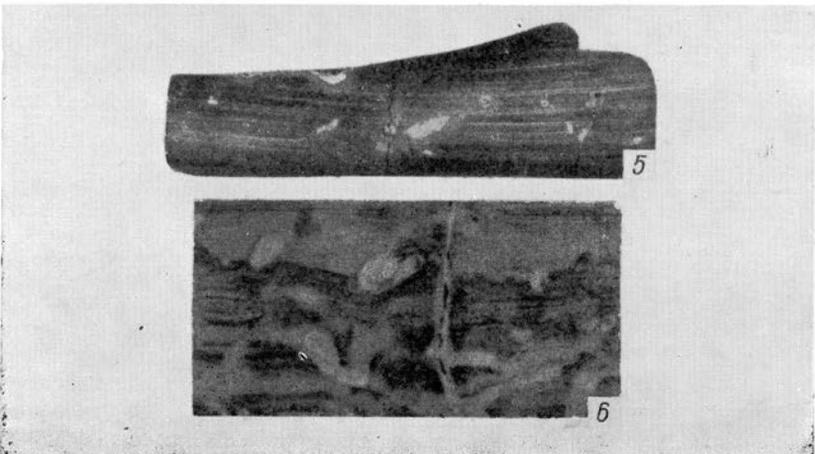
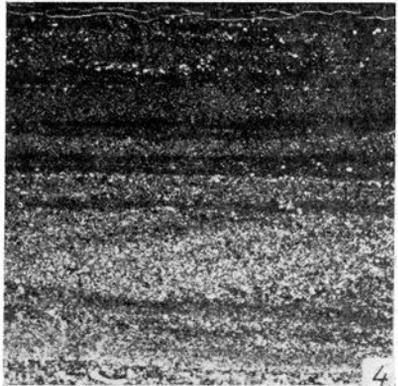
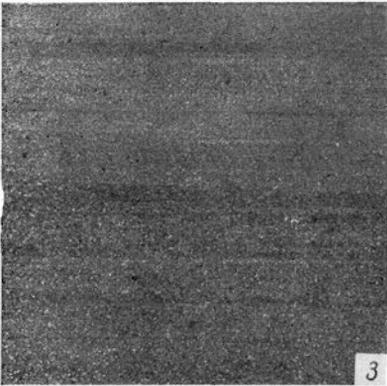
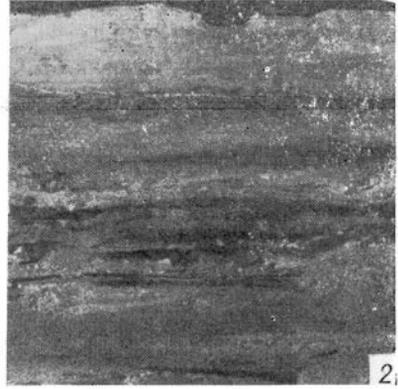
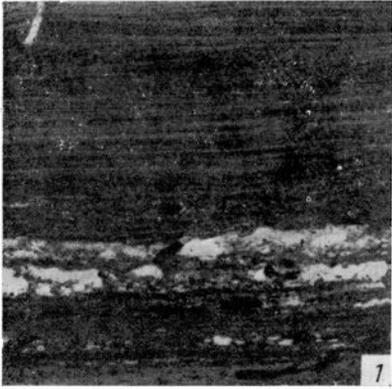
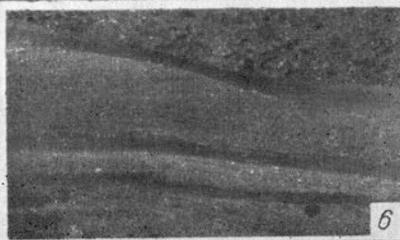
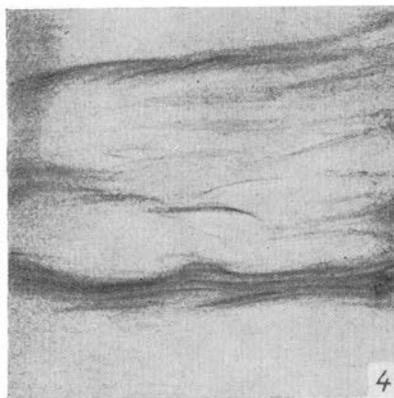
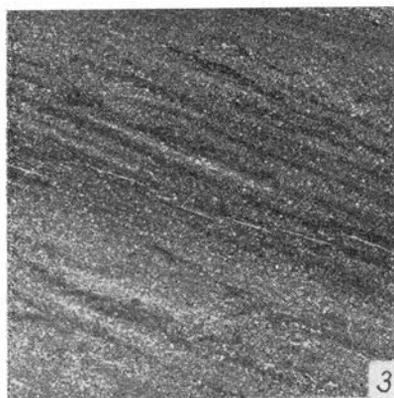
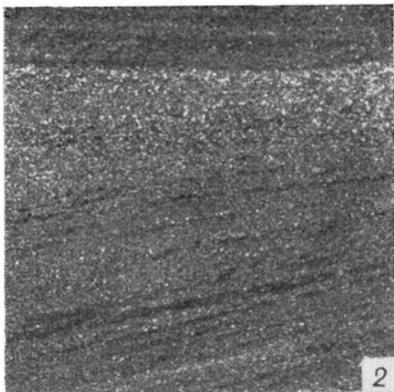
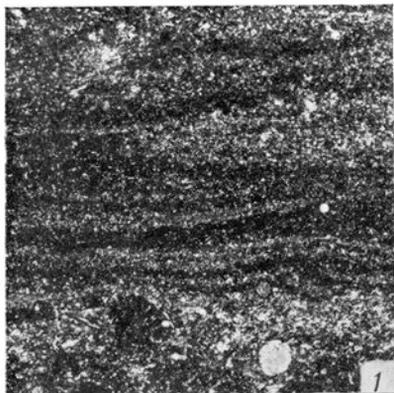
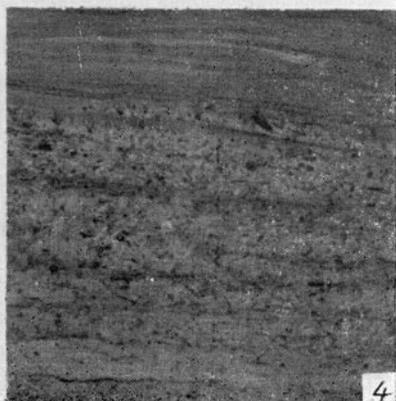
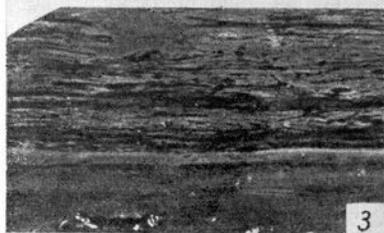
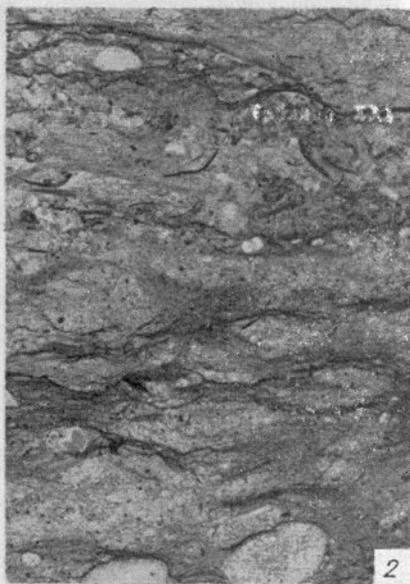


Таблица XIX







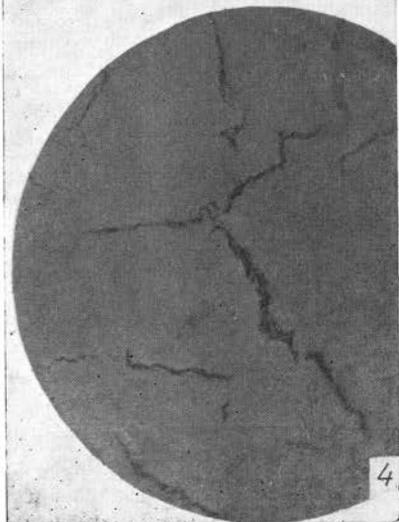
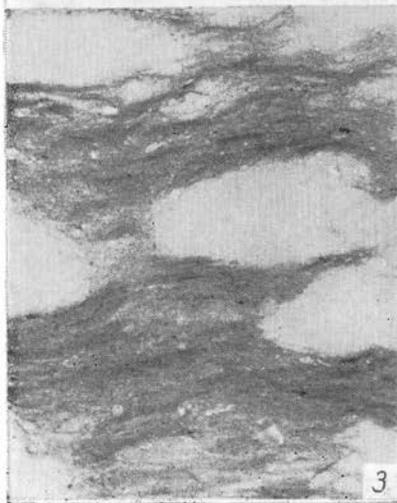
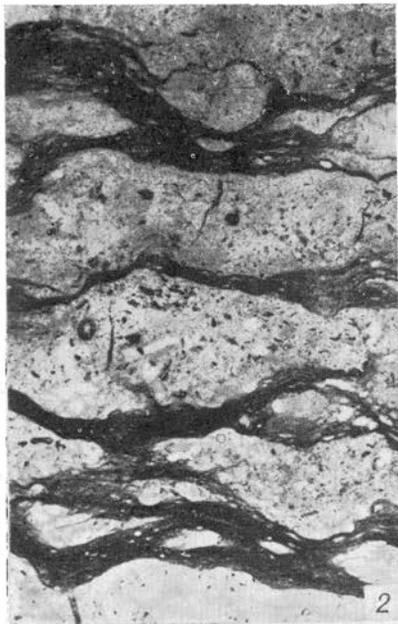


Таблица XXIII

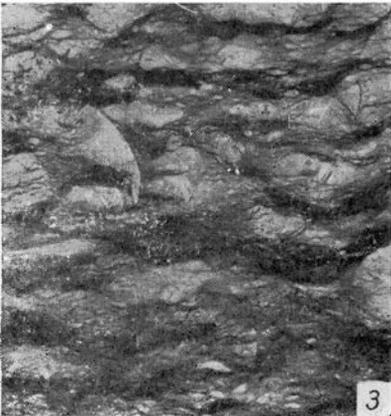
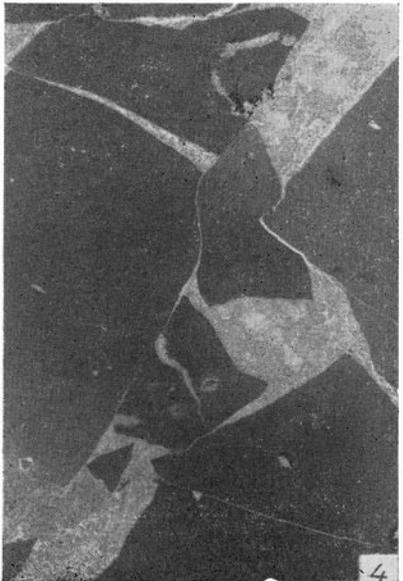
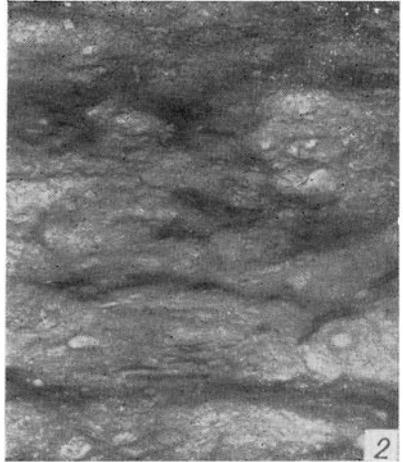


Таблица XXIV



ния количества в отдельных образцах и общее повышенное среднее содержание (скв. Рапла 30,4%). Второму интервалу (DIIbP — FII) свойственны значительные колебания в количествах детрита на фоне сравнительно небольшого среднего содержания (скв. Рапла около 16%).

4.2. МОРФОЛОГИЯ

С о р т и р о в а н н о с т ь. В рассматриваемой части Балтийского бассейна в послетремадокских ордовикских отложениях детрит плохо отсортированный (табл. IX, 6). По принятой нами классификации (Вингисаар и др., 1965) преобладает мелкий детрит (размеры обломков 0,1 — 1,0 мм). Содержание крупного детрита (размеры обломков более 1 мм) в северной зоне обычно колеблется в пределах 2 — 5%, а нередко он вообще отсутствует. В породах осевой зоны содержание крупного детрита обычно около 10%. Эти сравнительные данные несомненно указывают, с одной стороны, на преимущественно местное происхождение детрита, а с другой стороны, — на сравнительно спокойные условия осадконакопления в осевой зоне.

В северной зоне с повышенным содержанием (20 — 40% и более) крупного детрита выделяются следующие стратиграфические интервалы: CIIb (нижняя часть), DI — DIII, частично E, FIs и FII. Особенно много крупного органогенно-обломочного материала в шлейфовых отложениях биогермных комплексов пород (DII — DIII, FIs, FII), составляя иногда до 100% детрита. В осевой зоне распределение крупного детрита сравнительно равномерное.

Наряду с фаціальными факторами (глубина, динамика воды, обильность сверлящих и илоедных организмов и т.д.) существенное значение при образовании гранулометрического спектра детрита имеют микроструктура, количество органического вещества, форма и размеры скелетных остатков разных групп организмов. Это доказано также экспериментально многими исследователями (Forse, 1969 и др.).

Именно разложением на мелкие (первичные) кристаллы можно объяснить полное отсутствие или небольшие количества детрита наутилоидей в нижнем ордовике северной зоны, где более или менее целые экземпляры встречаются в значительных количествах. Благодаря своей относительной массивности и монокристаллическому строению членики стеблей иглокожих

очень редко устанавливаются в разрушенном виде. Разрозненные остатки иглокожих отмечены только в шлейфовых отложениях биогермных комплексов и в отмельных отложениях (FII). В зависимости от видового и родового состава устанавливаются значительные различия в степени разрушения у таких групп, как мшанки, водоросли и др.

Здесь также уместно обратить внимание на одно существенное различие в структуре (в строении) органогенно-обломочного материала между изученными двумя структурно-фациальными зонами. Общим признаком для всех групп органических остатков в северной зоне является их относительно толстостенное (массивное) строение в сравнении с остатками из осевой зоны (табл. IX, 3, 4). Особенно четко эти различия проявляются у таких групп, как трилобиты, остракоды и брахиоподы. В осевой зоне наиболее хрупкие скелетные остатки организмов и их детрит встречаются в ухакусском горизонте, совпадая тем самым с максимумом трансгрессии в Балтийском ордовикском бассейне. Наиболее толстостенный органогенно-обломочный материал в осевой зоне связан с отмельными отложениями поркуниского горизонта.

Приведенный характер строения скелетных остатков организмов определенно указывает на относительно подвижноводные условия среды осадконакопления в северной структурно-фациальной зоне в сравнении с осевой зоной.

О к а т а н н о с т ь детрита играет существенную роль при оценке фациального значения детрита двух структурно-фациальных зон ордовика Балтийского бассейна. Однако, необходимо иметь ввиду специфику окатывания (абразии) органогенно-обломочного материала, как это отмечается А. Хабаковым (1969) и А. Осиповой (1973). Нужно также учитывать, что уже поверхность раскола может иногда иметь в шлифе окатанный облик в зависимости от строения раковин (скелетов) организмов. На окатанность детрита могут существенно влиять коррозия и постседиментационные изменения в осадках.

При оценке окатанности детрита нами была использована следующая градация: неокатанный, слабо- и хорошо окатанный детрит. В ордовикских отложениях Северной и Средней Прибалтики окатыванию легче всего поддавались обломки панциря трилобитов, которые преобладают среди окатанных частиц в слабоокатанном детрите. Следуют остатки брахиопод, остракод и других групп. На последнем месте стоят остатки иглокожих, которые вследствие относительно массивного строения скеле-

та, а также структурных особенностей трудно поддаются абразии. В хорошо окатанном детрите следы абразии несут практически все группы органогенно-обломочного материала. При слабоокатанном детрите следы абразии наблюдаются, главным образом, на более крупных обломках.

В северной зоне детрит имеет неравномерно окатанный характер, в одном и том же шлифе встречаются обломки остатков организмов от неокатанных до хорошо окатанных. Однако, преобладающим здесь является слабоокатанный детрит. Неокатанный детрит преобладает (содержание более 50%) примерно в одной четвертой части всех изученных образцов, которые сосредоточены главным образом в интервале $D_{III}\beta P - F_{II}$, а чаще всего встречаются в скрытокристаллических известняках E и $F_{Ia}S$. Хорошо окатанный органогенно-обломочный материал в вышеуказанном интервале ($D_{III}\beta P - F_{II}$) связан прежде всего с биогермными комплексами пород $D_{II} - D_{III}$, F_{Ic} , F_{II} . В отдельных образцах хорошо окатанный детрит в северной зоне преобладает также в V_{III} , S_{II} и S_{III} , особенно в западной части зоны. В южном направлении прослеживается уменьшение окатанности детрита. Однако, в переходной полосе можно отметить рост окатанных обломков скелетных остатков организмов.

В осевой структурно-фациальной зоне детрит преимущественно неокатанный (см. табл. IX, 4, 6). Только в некоторых образцах встречены крупные обломки, главным образом, трилобитов со слабыми следами абразии. К таким стратиграфическим уровням относятся V_{II} , S_{Ia} , $S_{II} - S_{III}$ и F_{Ic} . Хорошо окатанный детрит характерен только для пилтенской пачки поркуниского горизонта. Такой же облик имеют всегда микритизированные зерна органогенно-обломочного материала (см. 4.4.).

Характер окатанности детрита в двух структурно-фациальных зонах также позволяет предполагать (как многие другие признаки), что в осевой зоне осадконакопление протекало в относительно тиховодных условиях и возможно несколько быстрее, чем в северной зоне, где ускорение темпа осадконакопления отмечается только со второй половины ордовика.

С л е д ы р а с т в о р е н и я (к о р р о з и и) детрита главным образом распространены в северной структурно-фациальной зоне (табл. X, 3). Обычно количество корродированного детрита не превышает 10%. Особенно много (до 80%) детрита со следами растворения в верхней части ордовика (F_{Ic} и F_{II}) северной зоны. Отмечается также повышение количества корродированного детрита в прослоях известковых мергелей в

сравнении с детритом подстилающих и перекрывающих известняковых пластов. В осевой структурно-фациальной зоне следы растворения на детрите практически отсутствуют.

И. Хессленд (1949в) утверждает, что следы растворения на детрите в известняках нижнего ордовика Средней Швеции сингенетического происхождения. Наш материал позволяет предположить, что образование следов коррозии на детрите происходит, главным образом, за счет диа- и катагенетических процессов, например при формировании стилолитов. Иногда не исключена возможность принятия за следы растворения следов сверлящих детрит организмов.

П о д х о д а м и с в е р л е н и я в данной работе подразумеваются ходы в детрите округлого сечения, диаметр которых колеблется преимущественно в пределах 0,03 — 0,04 мм (табл. X, XI). Максимальный диаметр ходов по нашим данным не превышает 0,2 мм, при этом ходы с большим диаметром чаще встречаются в северной зоне. Минимальным диаметром условно принят 0,02 мм. Ходы сверления диаметром менее 0,02 мм связаны только с такими явлениями, как гетитизация, пиритизация, микритизация и другими процессами, которые ведут к изменениям в минеральном составе или в структуре детрита. Они будут рассмотрены ниже. Иссверленность в предложенном виде обуславливает практически всегда морфологические изменения в детрите и при большой интенсивности ее ведет к дроблению скелетного материала, являясь таким образом, существенным детритообразующим фактором. Сверления диаметром более 0,02 мм заполнены обычно вмещающей глинисто-карбонатной основной массой.

Иссверленность детрита — явление довольно широко распространенное на изученной территории. Ходы сверления встречены в обеих структурно-фациальных зонах в около 60% изученных шлифов. Установлены определенные различия в количестве иссверленного детрита и интенсивности его сверления между северной и осевой структурно-фациальными зонами. В северной зоне содержание детрита со следами сверления колеблется обычно в пределах 10 — 15% (в среднем около 13%), а в осевой зоне пределы средних колебаний содержания такого детрита составляют 20 — 30%. Максимальное количество детрита со следами сверления в обеих зонах в отдельных шлифах доходит до 70%. Интенсивность сверления отдельных обломков больше в осевой зоне.

В обеих зонах ходы сверления рассмотренного типа прослеживаются практически на всех группах остатков организмов

(табл. X, 4,5; XI, 2). Однако наиболее характерным объектом для сверлящих организмов являются остатки трилобитов (табл. X, 4,5; XI, 1), особенно, в осевой зоне, где они преобладают в составе детрита. На них проявляется иссверленность с максимальной интенсивностью.

На следующем месте стоят остатки иглокожих (главным образом, членики криноидей). В остальных группах детрита ходы сверления встречаются реже.

Ходы сверления круглого сечения и часто извилистые. Иногда встречаются прямые ходы, а иногда они разветвляются. Местами они вероятно в результате растворения приобрели менее регулярные контуры. В остатках иглокожих ходы сверления в основном неправильной формы, а также несколько более крупным диаметром, чем в остатках других групп организмов. Вызвано это вероятно монокристаллическим строением элементов карбонатного скелета иглокожих. Ходы сверления в детрите заполнены окружающей глинисто-карбонатной или карбонатной основной массой, редко вторичным кальцитом. В северной зоне в детрите чаще встречаются близповерхностные ходы, а в осевой зоне преобладают сквозные ходы сверления. Они входят со всех сторон обломков, указывая на то, что, в подавляющем, сверление было совершено после смерти детритообразующих организмов. Отсутствуют следы сверления на хорошоокатанных обломках организмов.

Касаясь связей иссверленности с определенными генетическими типами пород, нужно отметить, что ходы сверления отсутствуют или встречены крайне редко в детритных известняках отмельной фации (например, биогермные комплексы DII — DIII, F1c, FII в северной зоне), а также в глинистых мергелях и других относительно терригенных породах (например VI и VII в осевой зоне). Оптимальными для жизнедеятельности детрит сверлящих организмов были условия во время образования глинисто-карбонатных осадков ухакусского, кукурузеского и идавереского горизонтов как в северной, так и в осевой зоне.

В обеих фациальных зонах отмечается общее уменьшение встречаемости, а также интенсивности иссверления отдельных частиц детрита в интервале DIII — FII. Это обусловлено большим распространением в данном интервале вышеуказанных литотипов, а также вероятно сравнительно быстрым осадконакоплением в это время.

Вопрос об организмах-сверлильщиках в ордовике остается открытым. В современных карбонатных отложениях организ-

мами сверлящими детрит могут быть самые различные группы: черви, моллюски, губки, водоросли и др. (Ginsburg, 1957). К таким организмам в древнем палеозое отнесены губки и гастроподы (Пельман, 1973), многощетинковые черви (более толстые ходы) (Richards, Shabica, 1969), водоросли (более тонкие ходы) (Маслов, 1956; Hessland, 1949a). С этими же группами организмов можно связывать ходы сверления в детрите в ордовикских карбонатных породах Балтийского бассейна. По мнению Хессланда (Hessland, 1949a) водоросли были основной группой перфорирующих организмов в нижнем ордовике Скандинавии. Однако, вопрос далек от окончательного решения. На возможность участия в данном случае сверлильщиков разных групп организмов указывает прежде всего большая изменчивость диаметра ходов сверления и их сравнительно большой фациальный диапазон распространения.

Приведенная характеристика распространения ходов сверления в детрите наводит на мысль о том, что наиболее благоприятные условия для жизнедеятельности этих организмов были там, где осадконакопление было относительно медленное и спокойное, а подвижноводные условия и относительно быстрое накопление осадков не способствовали жизнедеятельности организмов-сверлильщиков. Изучение иссверленности детрита также содействует лучшему познанию путей образования детрита и карбонатной основной массы в ордовике Балтийского бассейна.

4.3. МИКРОТЕКСТУРЫ

Пространственное распределение детрита в пришифовках карбонатных пород обеих структурно-фациальных зон преимущественно равномерное (60 — 70% из изученных образцов) (табл. XI, 3). Это особенно четко проявляется в осевой зоне, указывая на относительно спокойные условия осадконакопления. Однако, нередко, особенно в северной зоне, отмечается неравномерное (с неясными скоплениями) распределение детрита (около 30 — 40% из изученных образцов). В вертикальном разрезе равномерное распределение детрита преобладает в интервале DIII — FII (исключая породы биогермных комплексов и отмельной фации FII) в пределах обеих структурно-фациальных зон.

Концентрация детрита скоплениями (гнездами), с преобладающим диаметром от 1 до 5 см, чаще отмечается в северной зо

не, особенно, в DII (табл. XI, 4), реже в интервале C1b — D1 и в скрытокристаллических известняках E и F1aS. В осевой зоне скопления такого характера встречены как редкие исключения только в интервале CII — DII (табл. XI, 5). Количество детрита в скоплениях (гнездах) обычно в два раза превышает его содержание вне этих скоплений. В гнездах также больше крупного детрита и нередко присутствуют неразрушенные окаменелости (целые створки брахиопод, колонии трепостоматных шманок и т.д.). Основная масса таких скоплений преимущественно выделяется большой карбонатностью. Образование их вероятно протекало в относительно подвижноводных (субтурбулентных) условиях при медленных темпах осадконакопления.

Послойная (линзовидная) концентрация детрита в рассматриваемых отложениях Балтийского бассейна встречается сравнительно редко (табл. XI, 6) и связана практически только с биогермными комплексами и отложениями поркуниского горизонта в обеих фациальных зонах (см. ниже стр.).

Распределение детрита по групповому составу (условно отнесенное к микротекстурам) в изученных отложениях Северной и Средней Прибалтики имеет главным образом полидетритовый характер. Только в некоторых образцах из осевой зоны (особенно в нижнем ордовике) и в отложениях биогермных комплексов (северная зона и переходная полоса) отмечается монодетритовый состав органогенно-обломочного материала. В первом случае господствуют обломки трилобитов, а во втором — иглокожие (Пылма, 1972a; Пылма, 1977).

О р и е н т а ц и я детрита как в северной, так и в осевой структурно-фациальной зоне преимущественно беспорядочная (табл. XII, 4) и указывает на неоднократное взмучивание осадка (см. также Швецов, 1958) при медленных темпах осадконакопления или на активную деятельность илоедов. Только в 15—20% всех изученных образцов северной зоны отмечается горизонтальная упаковка некоторой части крупного органогенно-обломочного материала (табл. XII, 5, 6), причем наиболее часто это явление встречается в интервале DII — FII. В осевой зоне оно прослеживается в отдельных образцах из VII, VIII, CII и E — FII. Горизонтальная упаковка встречается также при послойном (линзовидном) скоплении детрита (см. выше). В тонких мергелистых прослойках среди известняков детрит обладает в основном горизонтальным расположением, образуя микрослоеватость (Вассоевич, 1958) этих прослоев. Явление

это, по-видимому, вторичное, обусловленное уплотнением прослоев мергеля.

В результате жизнедеятельности илоедов в незатвердевшем осадке местами (особенно в северной зоне) возникло концентрическое распределение детрита (см. табл. XII, 1, 2, 3), а также шлама внутри и частично даже в ближайшей окружности ходов илоедов (см. также Lindholm, 1969). Такой тип ориентации детрита чаще встречается в чистых и глинистых известняках горизонтов VIII, C_{1c}, C_{III}, D_{II}, E — F_{1c} северной зоны и C_{II} — C_{III} и F_{1a}S осевой зоны. Иногда такие текстуры ошибочно определяются как микрокомочки (см. Игнатович, 1972).

Изложенные микротекстурные особенности детрита в породах послетремадокского ордовика в двух структурно-фациальных зонах Балтийского бассейна позволяют прежде всего судить о скорости осадконакопления и о подвижности вод в данном водоеме. Отсутствие у преобладающей части детрита строгой ориентации, довольно однородное количественное распределение и, в это же время, местами слабо выраженные скопления его, а также однородное групповое распределение указывают на медленное осадконакопление в условиях многократного, но относительно слабого и нерегулярного взмучивания осадка. Как вытекает из изложенного выше, на фоне многих общих признаков, условия между структурно-фациальными зонами нередко существенно отличались. Текстурные особенности детрита также подтверждают, что во второй половине ордовика осадконакопление протекало более быстрыми темпами и в более изменчивых условиях, чем в первой половине указанного периода.

4.4. ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Из вторичных изменений детрита в ордовикских отложениях Балтийского бассейна встречены: микритизация, гетитизация, фосфатизация, глауконитизация, пиритизация, окремнение и пекристаллизация.

М и к р и т и з а ц и е й называется процесс, в результате которого вокруг скелетного остатка образуется темная полоса. Иногда прослеживается полная микритизация отдельных частиц. Развивается микритизация от периферии к центру скелетного остатка. В 60-х годах возник более серьезный интерес к этому процессу. Благодаря использованию сканирующего электронного микроскопа при изучении материала из современ-

ных осадков удалось выявить в основных чертах сущность этого процесса (Alexandersson, 1972; Perkins, Halsey, 1971; Colubic, Brent, Lecampoin, 1970 и др.).

На дне бассейна скелетные остатки организмов подвергаются действию сверлящих микроорганизмов. Предполагается, что эти организмы, в основном, водоросли (Klement, Toomey, 1967 и др.), а также низшие грибы (Swinchatt, 1969; Perkins, Halsey, 1971, и др.), реже отмечаются бактерии (Friedman, Gebelein, Sanders, 1971) и губки (Alexandersson, 1972).

Условной границей между макросверлениями и микросверлениями, обуславливающими вторичные изменения (в том числе и микритизацию) в детрите принят диаметр 0,02 мм (см. 4.2.).

Диаметр микросверлений в преобладающем большинстве случаев менее 0,01 мм. Длина отдельных ходов не более 1 мм. После смерти сверлящих организмов ходы остаются пустыми и заполняются (только в условиях теплых перенасыщенных карбонатом кальция морских вод) кристаллами арагонита или реже магнезиального кальцита иной оптической ориентации. Характер процесса заполнения отождествляется с обычной цементацией (Alexandersson, 1972).

Так как в образовании микросверлений участвуют гетеротрофные водоросли, низшие грибы и бактерии, т.е. организмы, для существования которых свет не обязателен, нахождение следов микритизации в отложениях прошлого однозначно не указывает на определенную глубину осадконакопления. С другой стороны, многими исследователями современных отложений (Swinchatt, 1969; Perkins, Halsey, 1971 и др.) указывается, что максимальная интенсивность жизнедеятельности сверлящих проявляется на глубине около 18 — 20 м.

В ордовикских отложениях Балтийского бассейна следы микритизации были впервые обнаружены автором данной монографии (Jaanusson, 1973). Между структурно-фациальными зонами прослеживаются существенные различия в распространении следов микритизации. Она проявляется чаще и интенсивнее в северной зоне (табл. XIII).

Максимальные количества микритизированного детрита связаны с относительно мелководными отложениями северной зоны. Чаще всего (до 30% общего содержания детрита) микритизированный детрит устанавливается в сакусской пачке оандуского горизонта (DIII_S). Сравнительно редкие находки микритизированного детрита в других частях биогермного комплекса

DII — DIII, вероятно указывают на то, что значительная турбулентность вод не благоприятствовала прикреплению сверлильщиков к детриту. В поркуниском горизонте, на изученной территории, микритизированного детрита встречается значительно меньше, чем в DIII северной зоне. Однако, иногда (скв. Йыгева) устанавливается почти полная микритизация детрита в некоторых чистозернистых прослоях поркуниского горизонта (см. табл. XIII, 1, 2). В интервале VIII — C1c (северная зона и переходная полоса) содержание детрита со следами микритизации обычно менее 5%. В других горизонтах этого же района находки микритовых оболочек на детрите крайне редкие и случайные. Следует при этом подчеркнуть, что обнаружению отдельных слабо выраженных проявлений микритизации может мешать значительная глинистость (темный цвет) основной массы, а также существенная перекристаллизация пород. Микритизированные зерна всегда отличаются от остального детрита более округленной формой. Только в редких случаях отмечены полностью микритизированные зерна.

В осевой зоне, кроме поркуниского горизонта (см. выше), слабая микритизация единичных зерен отмечена еще в интервале CII — DII, в C1a и сероцветной части VIII. Дальнейшие исследования несомненно существенно дополняют приведенную картину микритизации детрита в изученной части Балтийского бассейна.

Охарактеризованный выше сравнительно угнетенный характер распространения микритизации явно указывает на то, что основным сдерживающим фактором для микритизации была глубина бассейна, которая во время образования преобладающей части сохранившихся до сих пор отложений превышала 20 м. Однако, с другой стороны, находки существенных количеств микритизированного детрита только в интервале DIIβP — FII, несомненно указывает на климатический контроль распространения микритизации (см. также Jaanusson, 1973). Другими словами, в Балтийском ордовикском бассейне не было постоянного перенасыщения вод карбонатом кальция, что способствовало бы процессам микритизации.

Исследование гетитизированного, фосфатизированного, глауконитизированного и пиритизированного детрита показывает, что частично эти процессы протекали аналогично микритизации. Кроме процесса заполнения микросверлений установлена минерализация вышеуказанных типов еще по первичной пористости скелетных остатков (главным образом, иглокожие), по пусто-

там (остракоды, микрогастроподы и др.), по системе микро-трещин, а также процессы замещения.

Г е т и т и з а ц и я детрита характерна в основном для северной структурно-фациальной зоны (табл. XIV, 1, 3) и переходной полосы. В осевой зоне редкие гетитизированные фрагменты встречены в пограничных слоях CII/CIII (табл. XIV, 2). Присутствие гетитизированного детрита установлено в интервале VII — C1b северной зоны, а в переходной полосе даже в интервале VII — CIII. Гетитизированные обломки остатков организмов в литературе часто называются псевдооолитами (см. Orviku, 1940). Размеры и морфология ходов, а также расположение и интенсивность сверлений аналогичны микритизации. Диаметр же ходов заполненных гетитом чаще всего в пределах 0,01 — 0,02 мм. Гетитизированный детрит всегда лучше окатан, чем неизмененный детрит, что возможно указывает на их аллотигенное происхождение. Однако, это может быть также вызвано сильной исверленностью их поверхности аналогично микритизации. Встречаются также другие виды заполнения и замещения этим минералом (см. выше), однако, явление подобное микритизации сильно преобладает.

Больше всего такого детрита в горизонтах и пачках северной зоны, содержащих гетитовые оолиты (VIIγP, VIIIβV и C1a), доходя до 15 — 20% общего содержания детрита (см. табл. V, 4, 5). В этих интервалах также относительно много полностью гетитизированных частиц, которые могут ошибочно интерпретированы, как оолиты с измененной структурой. Такие обломки могут быть также ядрами оолитов. В среднем содержание гетитизированного детрита колеблется в пределах 3 — 5%. Следует также отметить, что гетитизация детрита в нижнеордовикской сероцветной толще Средней Швеции (район Сильян) детально описана и прекрасно иллюстрирована И. Хессландом (Hessland, 1949a). Гематитизация детрита в красноцветных толщах нижней и верхней ордовика осевой зоны нами не встречена.

Ф о с ф а т и з а ц и я и г л а у к о н и т и з а ц и я на данной территории прослеживаются значительно реже, чем описанные ранее (табл. XIV, 5, 6), а также последующие вторичные изменения детрита.

Фосфатизация (франколитизация) детрита в северной зоне встречается главным образом в интервале VII — C1b. В переходной полосе такой детрит отмечен только иногда в пограничных слоях C1a — C1b, имеются также его находки в зонах импрегнации поверхностей перерыва. В осевой зоне названный выше

тип минерализации детрита связан с горизонтами СII и СIII, а также редкими поверхностями перерыва с фосфатной импрегнацией в верхнем ордовике. Таким образом, распространение фосфатного детрита в северной зоне в значительной мере совпадает с распространением гетитизации, а в самом общем плане связано с прослоями франколитовых (фосфатных) оолитов. Содержание фосфатизированного детрита только в редких случаях более 5%, обычно 1 — 3%.

Глауконитизация детрита в изученной нами части Балтийского бассейна ограничивается практически только интервалом ВII — СIа в северной зоне и отчасти в переходной полосе.

Значительно меньше половины фосфатизированного и особенно глауконитизированного детрита образовано процессами аналогичными микритизации (см. выше).

П и р и т и з а ц и я детрита имеет повсеместное распространение на рассматриваемой территории (табл. XII, 5, 6). Наиболее интенсивно пиритизация проявляется в осевой зоне в интервале СII — DII (см. табл. XI, 5). В указанном интервале максимальное содержание пиритизированного детрита доходит до 80% общего количества детрита, а в среднем колеблется в пределах 20 — 30%. В остальной части разреза осевой зоны она незначительна, особенно в красноцветных частях, где редкие слабо пиритизированные обломки органических остатков встречаются в сероцветных разводах и пятнах.

В северной зоне пиритизация детрита повсеместная (присутствует во всех пачках и горизонтах), но неинтенсивная и неравномерная. Содержание пиритизированного детрита в породах обычно не превышает 20% общего количества детрита. Повышенным, но не максимальным его содержанием (до 50%, редко и более) характеризуются DII — FIа, местами VIII, в восточной части северной зоны интервал СIс — СIII и в переходной полосе местами FIа и FIс. Интенсивная пиритизация детрита также прослеживается в зоне импрегнации поверхностей перерывов в обеих фашиальных зонах. В ордовикских биогермных комплексах пород пиритизация детрита крайне неравномерная. Например, в вазалеммаских цистоидных известняках, на фоне общего ничтожного содержания пиритизированного органогенно-обломочного материала, отдельные прослои и линзы выделяются значительной пиритизацией детрита.

Пиритизация всегда присутствует и во вмещающей основной массе породы. Полная пиритизация остатков организмов встречается редко. Пирит установлен во всех систематических груп-

пах остатков организмов, чаще всего у трилобитов и иглокожих. В детрите пирит обычно присутствует в виде микроскопических (диаметром 0,0003—0,025 мм) сферической формы агрегатов (глобули), названных фрамбондами (см. Nonjo и др., 1965). В осевой зоне эти образования более тонкие (менее 0,01 мм), чем в северной зоне. В основном пирит покрывает детрит или проникает во внутрь обломков между кристаллами карбоната или по микротрещинам, а также по первичной пористости (иглокожие) и по каналам спикул губок, частично наблюдается заполнение микросверлений пиритом (подобно микритизации). Последний тип встречен чаще всего в нижнем ордовике северной зоны и в интервале СII — DII осевой зоны. Иногда, при сильной пиритизации детрита, пирит концентрируется узкой полосой внутри обломка параллельно его контурам вблизи от поверхности. Такое распределение пирита, по мнению И. Хворовой (Хворова, 1958), напоминает его конкретное стяжение.

Приведенная характеристика распространения пиритизированного детрита указывает на то, что количество и интенсивность пиритизации зависит прежде всего от количества органического вещества в осадке. Это отмечено ранее И. Хворовой (1958), Э. Юргенсон (1960), В. Сагден (Sugden, 1966) и многими другими исследователями. По наблюдениям В. Сагден (Sugden, 1966) образование пирита происходит при участии анаэробных бактерий, этому способствуют также отрицательные формы рельефа дна бассейна (депрессии).

О к р е м н е н и е детрита широко распространенное явление в северной структурно-фациальной зоне, а также в переходной полосе. Единичные частично окремненные обломки организмов прослеживаются здесь во всех горизонтах изученной нами части ордовика (табл. XIV, 4). Окремнение детрита проявляется чаще и интенсивнее (до 30% общего количества детрита) в VIII, СIII, DII, F1c, то есть в горизонтах, где известны более мощные и выдержанные прослои метабентонитов (Юргенсон, 1958). В этих же горизонтах (кроме VIII) отмечено окремнение породы отдельными небольшими (мощностью редко более 10 см) линзами (пятнами) (см. также Юргенсон, 1958). Повышенное содержание окремненного детрита, также полное окремнение породы чаще встречаются в западной части северной зоны и переходной полос. Минералогически кремнезем в детрите представлен халцедоном, значительно реже

кварцем (Юргенсон, 1958). Окремнение прослеживается у всех, без исключения, систематических групп остатков организмов с карбонатным скелетом.

В осевой структурно-фациальной зоне единичные частично окремненные обломки остатков организмов встречены нами только в СII — DII, т.е. они связаны со встречающимися в этом интервале тонкими прослоями метаботонитов.

Э. Юргенсон (1958) предполагает, что основным источником кремнезема в остатках организмов в ордовикских и силурийских карбонатных породах Эстонии были различные организмы с кремневым скелетом. На этой же точке зрения стоят и многие другие исследователи, в том числе Э. Дегенс (1967) для древних, и Н. Страхов и др. (1954) для современных отложений. Однако, эти авторы не исключают возможности, что источником кремнезема может быть материал вулканического происхождения. Приведенная нами характеристика распространения окремненного детрита в ордовикских отложениях данной части Балтийского бассейна указывает на то, что основным источником кремнезема здесь был, вероятно, вулканический пепел принесенный с запада — с Каледонской геосинклинали (Вингисаар, 1972). Различия в распространении окремненного детрита между структурно-фациальными зонами вызваны главным образом различным географическим положением их в отношении источников вулканического материала.

Степень перекристаллизации детрита также существенно отличается в двух структурно-фациальных зонах.

В северной зоне полностью или частично перекристаллизованный детрит нередко составляет более 30% общего его количества в породе. Повышенным средним содержанием (40 — 60%) перекристаллизованного детрита выделяются горизонты E — F_{1c}. Этому интервалу характерно также повышенное содержание водорослевого детрита (см. ниже). Стопроцентная перекристаллизация органогенно-обломочного материала редка. Значительная часть детрита (в среднем 40 — 80%) перекристаллизована в нижнем ордовике северной зоны. Здесь нередко отмечена полная перекристаллизация всего детрита, кроме фосфатных скелетных остатков. Объясняется это, главным образом, интенсивным развитием раннедиагенетической доломитизации (Пылма, 1972а). Больше половины детрита также перекристаллизовано в чистых детритных известняках биогермных комплексов (DII — DIII, F_{1c} — F_{2c}). В интервале C_{1c} — DII содержание перекристаллизованного детрита колеблется в

пределах 10 — 20%, здесь отсутствует интенсивная раннедиагенетическая доломитизация, содержание водорослевого детрита небольшое, а известняки глинистые.

В осевой зоне количество полностью или частично перекристаллизованного детрита только в редких случаях более 10%. В основном оно в пределах 1 — 2%, а местами (С_{Ib} — С_{Ic}) практически отсутствует. Больше перекристаллизованного детрита в осевой зоне встречено в VI, CII — DII и FII.

Следовательно, глинистость осадка, количество детрита и его групповой состав, а также несколько условно отнесенная сюда интенсивность раннедиагенетической доломитизации являются теми первичными факторами, которые определяют степень перекристаллизации детрита в ордовикских отложениях Прибалтики. Вторичное значение имеет постседиментационное геологическое развитие региона (см. 3.1.).

4.5. ГРУППОВОЙ СОСТАВ

В детрите ордовика Балтийского бассейна участвуют скелетные остатки разных систематических групп беспозвоночных и водорослей (рис. 11).

4.5.1. Водоросли

Детрит водорослей в рассматриваемой части Балтийского бассейна представлен различными группами с известковым скелетом. Существенно преобладают зеленые сифоновые водоросли, представленные родами *Vermiporella*, *Dasyporella*, *Cyclocrinites*, *Coelosphaeridium* и *Mastopora* (табл. XV, 1, 2, 3, 4, 5). Реже встречаются обломки красных (багряных) водорослей представленных, главным образом, родом *Solenopora*. Отмечены также редкие находки рода *Girvanella*, относящиеся к синезеленым водорослям.

Первично-арагонитовый, перекристаллизованный в кальцит, их скелет обычно обуславливает относительно плохую сохранность и затрудняет изучение и определение водорослей на родовом уровне в шлифах.

В северной зоне устанавливается самое резкое различие в содержании водорослевого детрита в вертикальном разрезе между интервалами VI — DII и DIIβ P — FII. В первом интервале остатки скелетов водорослей встречаются неравномерно и в небольшом количестве, в среднем 3 — 5%, и в редких случаях

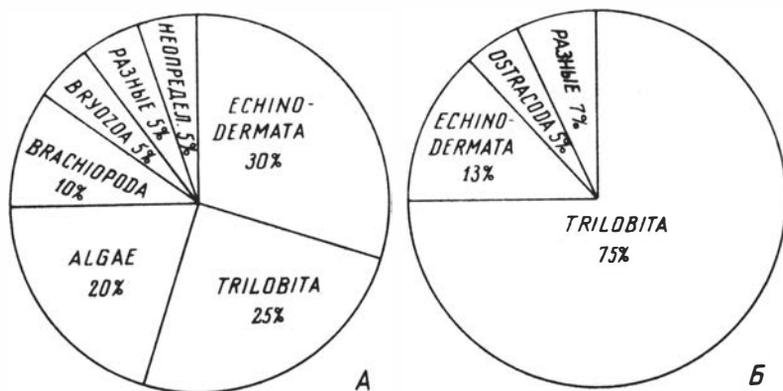


Рис. 11. Приближенный средний групповой состав детрита по данным шлифов. А — в северной структурно-фациальной зоне (по данным 310 шлифов); Б — в осевой структурно-фациальной зоне (256 шлифов).

только более 10% (см. также Вингисаар, 1971). Отмечается уменьшение содержания водорослевого детрита в восточном и южном направлениях. Водорослевый детрит не установлен только в латорпском горизонте. Преобладающими в этом интервале (VI — DII) являются остатки мастопор, особенно в интервале СИИ — DII, реже встречаются остатки родов *Coelosphaeridium* и *Vermiporella* (см. также Вингисаар, 1971).

В интервале DIIβ P — FII в северной зоне количество водорослевого детрита более чем в десять раз превышает количество его в интервале VI — DII, составляет в среднем 45 — 60% общего количества детрита. Меньше всего водорослевого детрита в этом интервале в детритных известняках биогермных комплексов DII — DIII, F1c, FII. В этих породах встречаются, главным образом, обломки рода *Solenopora*. Максимальные содержания водорослевого детрита в отдельных образцах из горизонтов E, F1a, F1b и F1c доходят до 98 — 100%. Детрит водорослей здесь преимущественно сложен обломками скелетов *Dasyporella*, *Vermiporella*, *Cyclocrinites* и *Coelosphaeridium*. В интервале DIIβ P — FII отмечается уменьшение водорослевого детрита, особенно в южном, а также в восточном направлениях. Так, например, в переходной полосе (скв. Лазва и др.) органогенно-обломочный водорослевый материал в горизонтах F1b и F1c отсутствует или встречается очень редко.

В осевой структурно-фациальной зоне водорослевый детрит прежде всего приурочен к трем интервалам — VIII — C1b, CII — DIII и верхней половине FII. Относительно постоянным присутствием детрита водорослей характеризуется интервал CII — DII. Содержание этого вида детрита в шлифах обычно колеблется в пределах 2 — 4%, иногда достигая 20%. Водорослевый детрит в небольшом количестве в отдельных образцах и шлифах установлен также в F1c, особенно в Центральной Латвии (паровой свита), а также в VI (верхняя часть), C1c и F1a. Водорослевый материал нами не установлен только в VII, DIII и F1b. Остатки водорослей в осевой зоне имеют плохую сохранность и их трудно определить даже на групповом уровне. Только в верхнем ордовике встречены сравнительно хорошо определимые остатки родов *Solenopora* (FII) и *Girvanella* (F1a).

Следовательно, в содержании водорослевого детрита устанавливаются большие различия между северной и осевой структурно-фациальными зонами. При этом максимальные количества водорослевого обломочного материала приурочены к чистым и слабоглинистым скрыто- и микрокристаллическим известнякам северной зоны в интервале DIIβ P — FII. Кроме родов *Solenopora* и отчасти *Dasyporella*, которые обладают массивным или относительно массивным скелетом, в ордовике мы встречаем в основном водоросли с относительно тонким и хрупким скелетом.

4.5.2. Трилобиты

Остатки трилобитов представлены обломками панцирей разных систематических групп. Характеризуются они обычно хорошей сохранностью и поэтому хорошо определимы.

В северной зоне довольно четко выделяются два интервала с различным содержанием трилобитового детрита (Пылма, 1972б). В интервале VI — DII они вместе с иглокожевым детритом являются преобладающими группами в детрите. Среднее содержание трилобитового детрита в этом интервале обычно колеблется в пределах 20 — 40%, а в среднем составляет около 30%. Максимальное их содержание (до 70%) установлено в VIII. Прослеживается малозаметная тенденция уменьшения его в вышележающих горизонтах. Эта тенденция четко выражена в западной части зоны (скв. Хаапсалу), где по данным П. Вингисаар (1971) количество трилобитового детрита, начиная с C1c колеблется в пределах 1 — 8%. В разрезе скв. Рапла (Пыл-

ма, 19726) образцы с содержанием обломков трилобитов менее 10% встречаются исключительно редко. Учитывая также данные Т. Ланг (1970) по Северо-Восточной Эстонии можно заключить, что в количестве трилобитового детрита прослеживается ясная тенденция увеличения содержания его в восточном направлении. Это же отмечается и по нашим наблюдениям в южном направлении.

В интервале DII β P — FII северной зоны количество детрита трилобитов в преобладающем колеблется в пределах 5 — 15%, а среднее содержание его равно примерно 13%. Максимальное содержание этого вида детрита в данном интервале не превышает 40%. Повышенное количество (20 — 30%) детрита трилобитов связано с глинистыми известняками в F1aP, F1b и F1cA, а также с известковыми мергелями F1c в переходной полосе. Прослеживается также аналогичная первому интервалу (VI — VII) тенденция увеличения содержания трилобитового детрита в восточном и южном направлениях, но она менее контрастно выражена.

В осевой зоне, особенно в ее центральной части, трилобиты служат преобладающей детритообразующей группой организмов (Пылма, 1972а). Среднее содержание трилобитового детрита в центральной части зоны (скв. Приекуле, Стури, Адзе, Энгуре и др.), колеблется в пределах 70 — 80% (табл. XV, 6) и уменьшается постепенно в северном направлении, главным образом, за счет увеличения количества детрита иглокожих. Относительно небольшим (30 — 60%) содержанием детрита трилобитов, в отдельных образцах, выделяются C1a — C1b, C1c (верхняя часть), DIII и местами F1c. Только в горизонте FII количество детрита трилобитов не превышает 40%. В глинистых известняках и мергелях VI и VII остатки трилобитов нередко служат единственной группой детритообразующих организмов. В распределении детрита трилобитов, как и водорослей устанавливаются существенные различия между фаціальными зонами, а также между выделенными нами двумя интервалами, что обусловлено причинами, в основном, фациального и палеоэкологического характера.

4.5.3. Иглокожие

Остатки иглокожих представлены различными частями скелета криноидеи (членики стеблей и рук, обломки корней и таблички чашечки) и реже фрагментами цистоидеи, бластоидеи и эхиноидеи, которые все хорошо определимы на групповом уровне, а нередко и подробнее (Пылма, 1977).

Детрит иглокожи имеет по сравнению с предыдущими группами более равномерное распределение в вертикальном разрезе послетремадокского ордовика северной зоны (Пылма, 1972б). Количество его колеблется здесь обычно в пределах 25 — 35%. На этом общем фоне четко выделяются породы биогермных комплексов (DII — DIII, F1c, FII), где карбонатные породы, окружающие биогермные тела, сложены известняками содержащими иглокожевого детрита от 53 до 93% (см. табл. IX, 1). Относительно большим количеством детрита иглокожих в северной зоне выделяются еще C1b (см. также Вингисаар, 1971), CII и CIII, особенно в западной и северной части зоны. В переходной полосе (скв. Пярну, Лаэва и др.) повышенное содержание (40 — 60%) детрита этой группы встречается только в идавереском горизонте. В количестве иглокожевого детрита в северной зоне прослеживается уменьшение с запада на восток и с севера на юг.

В осевой структурно-фациальной зоне (Пылма, 1972а) детрит иглокожих также присутствует во всех рассматриваемых горизонтах ордовика. В основном, его количество колеблется в пределах 10 — 15%. Максимум содержания детрита этого (61,2%) установлен в скв. Энгуре (DIII), однако, в краевых частях зоны могут быть зафиксированы и большие количества иглокожевого детрита. В нижней части F1c и в горизонте FII этот вид детрита содержится до 45%. Меньше всего остатков иглокожих отмечено в B1. В пределах зоны четко выявляется тенденция увеличения количества иглокожевого материала от центральных частей зоны в сторону переходной полосы.

Следовательно, в содержании детрита иглокожих существуют также значительные различия между фациальными зонами. В пределах рассматриваемой территории увеличение детрита иглокожих связано с уменьшением глинистости пород.

Охарактеризованные выше три группы (водоросли, трилобиты, иглокожие) являлись основными детритообразующими группами организмов в ордовике Балтийского бассейна. В северной зоне они составляют около 75%, а в осевой даже до 90%

общего количества детрита. Между содержанием детрита трилобитов и иглокожих прослеживается местами довольно четкая обратнопропорциональная зависимость, хорошо демонстрирующая направленность фациальных изменений по этим экологически довольно различным группам организмов (Пылма, 1972б). Все три перечисленные группы в пределах изученной территории встречаются в шлифах в представительных количествах, что повышает надежность их как фациальных индикаторов. При этом, существенные количества детрита водорослей и иглокожих несомненно указывают на относительно мелководные условия, а детрит трилобитов на относительно более глубоководные условия осадконакопления. На данном этапе исследования пока трудно судить, которая из этих групп является преобладающим источником органогенного кальцита в отложениях послетремадокского ордовика данной части Балтийского бассейна. Можно лишь предполагать, что прежде всего следует учитывать иглокожие и водоросли.

4.5.4. Брахиоподы

Обломки створок брахиопод представлены в преобладающем большинстве различными систематическими группами замковых брахиопод (табл. XVI, 1). Детрит беззамковых брахиопод с фосфатным скелетом очень редкий (обычно 1 — 2 обломка в шлифе). Брахиоподовый детрит в основном хорошо определяется на групповом уровне.

По нашим, а также по литературным данным (Ланг, 1970, Вингисаар, 1971), обломки створок брахиопод — самая устойчивая группа в составе детрита (по среднему содержанию) в северной зоне. Содержание брахиоподового органогенно-обломочного материала здесь обычно колеблется в пределах 5 — 15%, в среднем составляя около 10%. Максимальный предел в отдельных образцах, по-видимому, не превышает 60% (в скв. Рапла 55,3%). Повышенным количеством (15 — 30%) выделяются ВII и интервал DII — E (Пылма, 1972б). Прослеживается тенденция (хотя незначительная) уменьшения этого вида детрита в верхнем ордовике, начиная с F1aS (см. также Вингисаар, 1971). В восточном и особенно в южном направлениях также отмечается незначительное уменьшение среднего содержания брахиоподового детрита (см. также Ланг, 1970). Небольшим (менее 5%) и спорадическим распространением обломков брахиопод характеризуются известняки биогермных комплексов, например, в Вазалемма (DII — DIII).

В центральной части осевой зоны (скв. Энгуре, Стури, Приекуле и др.) скелетные остатки замковых брахиопод более или менее постоянно встречаются, начиная с верхней половины ухакусского горизонта. Ниже этого уровня отмечены, главным образом, редкие обломки беззамковых брахиопод. В сторону переходной полосы, с появлением в нижнем ордовике более карбонатных пород, обломки замковых брахиопод появляются уже начиная с V₁ (скв. Карула, Алуksне и др.), увеличивается также их общее содержание в детрите. Среднее количество брахиоподового детрита в осевой зоне 5 — 6%. Бóльшим содержанием этой группы детрита выделяются горизонты D_{III}, F_{1c} и F_{II}. Максимальное содержание (особенно в центральной части зоны) только в редких случаях может превышать 20%.

Из изложенного вытекает, что брахиоподовый детрит (особенно замковых) прежде всего связан с глинистыми известняками и известковыми мергелями. Обломки беззамковых брахиопод чаще связаны с менее карбонатными породами, например, V₁ в северной зоне и V₁ — V_{II}, V_{III} и F_{1b} в осевой зоне.

4.5.5. Мшанки

Детрит мшанок в ордовикских отложениях Балтийского бассейна представлен, главным образом, обломками циклостомат и криптостомат (табл. IX, 1). Трепостоматы, (табл. XVII, 5), как формы, в основном, с более массивным скелетом, встречаются в детрите сравнительно редко и связаны в существенных количествах только с породами биогермных комплексов. Скелетные остатки мшанок в шлифах хорошо определимы на групповом уровне.

В северной зоне первые обломки мшанок появляются в V_{II}. Среднее содержание их колеблется в пределах 5 — 10%. Относительно высоким содержанием (нередко до 30%) мшанкового детрита выделяются C_{II} — D_{II}, местами (скв. Рапла) средняя часть E и F_{II}, в меньшей мере F_{1b}. В пределах биогермных комплексов пород (например, Вазалемма) обломки мшанок составляют, в среднем, примерно одну третью часть всего детрита, здесь же отмечены их максимальные количества в северной зоне (до 70 — 80%). В разрезе ордовика скв. Хаапсалу детрит мшанок служит основной пороодообразующей группой организмов (до 70% общего количества детрита) в C_{III} — I_I (Вингисаар, 1971). Имеющиеся данные позволяют

предполагать, что для мшанкового детрита прослеживается тенденция уменьшения содержаний в восточном и южном направлениях.

В осевой зоне детрит мшанок очень редок. В центральной его части (скв. Энгуре, Стури, Балдоне и др.) первые единичные обломки встречены нами в породах С1b, однако их содержание более 10% отмечено лишь в верхней части поркуниского горизонта. Максимальные количества детрита мшанок (до 83,5%) в осевой зоне зафиксированы именно в верхах этого горизонта. В сторону переходной полосы увеличивается (относительно медленно) встречаемость обломков мшанок, а также расширяется вниз вертикальный диапазон их распространения.

Приведенные данные на наш взгляд убедительно демонстрируют фаціальную ценность мшанок и указывают на то, что мшанковый детрит прежде всего связан с чистыми и слабogliнистыми относительно мелководными карбонатными отложениями.

4.5.6. Остракоды

Остракодовый детрит представлен обломками створок их раковин, которые в шлифах обычно хорошо определяются на групповом уровне.

В северной зоне органогенно-обломочный остракодовый материал сравнительно редок. Среднее его содержание колеблется обычно в пределах 2 — 3%. В повышенном количестве (до 20%) остракодовый детрит установлен в отдельных шлифах из DIII — F1a (Пылма, 1972б). В пределах биогермных комплексов содержание обломков остракод изменчиво. Так, в шлейфовых (детритных) известняках в Вазалемма (DII — DIII), вмещающих биогермные тела, детрит остракод либо отсутствует, либо присутствует в пределах 1 — 2%, а в самих биогермных телах доходит до 10% и даже более. По имеющимся данным (Вингисаар, 1971, Пылма, 1972б) в интервале DIII — FII отмечается увеличение (хотя незначительное) остракодового детрита, по сравнению с интервалом VI — DII. Так в скв. Рапла среднее содержание в VI — DII составляет 1,3%, а в DIII — FII оно 2,9%. В северной зоне, в южном и восточном направлениях отмечается незначительное увеличение остракодового детрита.

В осевой зоне детрит остракод играет более существенную роль, чем в северной зоне. Среднее его содержание 5 — 7% (табл. XVI, 2), максимальное доходит до 22% (F1c). Больше

остракодового детрита в горизонтах F_{7a} и F_{7c} (Пылма, 1972a). Практически полное отсутствие этого вида детрита установлено в F₇, а также в глинах и карбонатных глинах B₇.

Следовательно, оптимальные условия для скопления детрита остракод были связаны с относительно тиховодными глинисто-карбонатными и чистыми карбонатными отложениями обеих структурно-фациальных зон. В зернистых отложениях (детритные известняки) хрупкие остатки остракод были обычно измельчены до шлама.

4.5.7. Моллюски

Детрит моллюсков представлен в ордовикских карбонатных отложениях изученной территории, главным образом, фрагментами раковин головоногих (преобладают в нижнем ордовике), а также брюхоногих и двустворчатых (преобладают в среднем и верхнем ордовике). Обломки раковин моллюсков (кроме брюхоногих) в шлифах относительно трудно определяются вследствие их перекристаллизации. Следует также отметить, что в тех горизонтах (B_{III}, C_{7a}), где раковины наутилоидей часто встречаются — их детрит незначительный (см. также 4.2.).

В северной зоне первые определяемые обломки моллюсков появляются, начиная с B_{II}. Они встречаются в породах спорадически, в основном в пределах 4 — 6%. Почти полным отсутствием детрита моллюсков выделяются C_{7b}, D_I и F_{7b} — F₇, а также детритные известняки Вазалеммаского биогермного комплекса (D_{II} — D_{III}). При этом, в самих биогермных телах обломки моллюсков встречаются чаще. Повышенное содержание (до 10% и более) моллюскового детрита (Пылма, 1972b) отмечено в C₇, D_{IIIβ} P (до 48% в скв. Рапла) (табл. XVI, 3), D_{III} и местами в верхней части E (Вингисаар, 1971). Сопоставляя средние данные по детриту моллюсков в интервалах B_{II}—D_{II} и D_{III}—F₇ по скв. Рапла, прослеживается уменьшение содержания детрита (соответственно 6,4 и 3,9%), а среднее по всему разрезу составляет 5,5%.

В осевой зоне обломки моллюсков (главным образом, гастропод) встречены только в единичных шлифах в интервале B_{II} — C_{II}. Количество их в среднем около 3%. В исключительно редких случаях встречены обломки наутилоидей (B_{III}, C_{7a}).

Можно сделать заключение, что в изученной части Балтийского бассейна (особенно в осевой зоне) детрит моллюсков отно-

сительно редок и чаще всего связан с глинисто-карбонатными отложениями, образованными в условиях умеренной турбулентности вод.

4.5.8. Разные (*varia*)

Обломков других систематических групп остатков организмов в детрите послетремадокского ордовика Балтийского бассейна встречаются спорадически и объединены в группу разные (*varia*).

В северной зоне в эту группу вошли обломки ругоз (табл. XVI, 5), табулят, строматопорат, граптолитов, спикулы и корневые пучки губок. Остатки трех первых групп, вследствие особенностей филогенетического развития (появление в среднем ордовике и основные находки в верхней части ордовика) встречаются в виде детрита только в горизонтах F1c и FII (особенно в последнем). Они связаны преимущественно с биогермными комплексами пород. Чаще встречается ругозовый детрит (FII). Количество обломков этих трех групп в образцах обычно невелико (2 — 3%), но очень редко может достигать 90%.

В интервале C1b — F1b и FII в северной зоне встречаются разрозненные спикулы и корневые пучки губок (табл. XVI, 4). Их количество обычно не превышает 1 — 2%, однако, в C1c и в нижней части CIII в некоторых скважинах (Хаапсалу и др.) доходит до 30% (Вингисаар, 1971). Они не обнаружены нами в интервалах VI — C1a, F1aS, F1c.

В ходе работы было также изучено содержание детрита и его групповой состав, в так называемых вертикальных норках зарывания, названы ранее "йыхвилитами", выделенными Р. Мяннилем (1966а) в две самостоятельные "роды" норок *Conichnus* и *Amphorichnus*. В ходе проведенных исследований оказалось, что в этих образованиях частично сохранилась (хотя очень редко) структура, напоминающая губковую (табл. XVII, 1, 2). Эти данные, а также внешняя форма этих образований наводят на мысль о том, что "йыхвилиты" являются ядрами известковых губок. По-видимому, во время жизни, а также после смерти они были ловушками детрита, количество которого внутри этих образований превышает в три и более раза количество обломков организмов в окружающей породе. Накопившийся органично-обломочный материал разрушительно действовал на первичную структуру губок. Только в относительно тиховодных

условиях, при сравнительно быстрых темпах осадконакопления и при наличии незначительного количества детрита (DII β P) губковая структура частично сохранилась.

Граптолитовый детрит в северной зоне встречен лишь в отдельных шлифах с единичными обломками рабдосом.

В осевой структурно-фациальной зоне в группу разные вошли, главным образом, обломки граптолитов и ругоз, а также редко встречающаяся детрит моллюсков.

Количество граптолитового детрита в осевой зоне незначительное (даже в граптолитовых аргиллитах VI, VIII, DIII и F1b), хотя он встречается чаще, чем в северной зоне. Количество его не превышает 2% общего содержания детрита. Больше граптолитового детрита отмечено в прослоях и линзах темных глинистых мергелей в C1c, особенно в центральной части зоны (например, скв. Приекуле, Стури, Балдоне и др.) и в черных граптолитовых аргиллитах (VI, VIII, DIII, F1b).

В интервале C1c — DII в осевой зоне встречены сравнительно редкие обломки спикул губок, они устанавливаются чаще в C1c.

Детрит ругоз встречен отдельными обломками только в F1c. В переходной полосе в некоторых скважинах (Каагвере и др.) в FII встречены единичные обломки строматопорат. Обломки колониальных кораллов в осевой зоне нами не обнаружены.

4.5.9. Неопределимые остатки (indeterminata).

Необходимость выделения этой группы детрита возникает только в северной зоне и в переходной полосе. В осевой зоне, ввиду неинтенсивных процессов перекристаллизации и доломитизации такая группа обычно отсутствует.

В северной зоне неопределимые обломки органогенного карбоната присутствуют постоянно. Обусловлено это более интенсивной, чем в осевой зоне перекристаллизацией (см. также 4.4.) и доломитизацией детрита, большим количеством детрита организмов с первичным арагонитовым скелетом (водоросли, моллюски) и часто значительной измельченностью органогенно-обломочного материала. Среднее содержание неопределимых остатков в северной зоне колеблется обычно в пределах 5 — 15%, в среднем составляя в скв. Рапла 11,5%. При этом отмечается тенденция уменьшения средних количеств неопреде-

лимых остатков в сторону верхнего ордовика. Так, в интервале $V_1 - C_1c$ в скв. Рапла они составляют 18,5%, а в интервале $E - F_{II}$ только 9,0%. Максимальное содержание неопределимых остатков, в незатронутом катагенетической доломитизацией разрезе, обычно не превышает 40%. Такое количество неопределимых остатков может быть встречено, главным образом, в V_{II} , $D_{II}\beta P$ и отчасти в D_{III} . Нет сомнения в том, что содержание неопределимых остатков более 15% существенно снижает точность определения группового состава детрита. С этой точки зрения более перспективным для изучения группового состава детрита в северной зоне являются отложения большей части среднего и верхнего ордовика.

4.6. ШЛАМОВЫЙ МАТЕРИАЛ

Наряду с количественным и качественным изучением детрита было также определено количество более мелкого (размером менее 0,1 мм) органогенно-обломочного материала — шлама. Небольшие размеры частиц шлама и связанные часто с этим более существенные вторичные изменения обычно не позволяют определить групповой состав шлама. Сравнительно редко в этой фракции органогенно-обломочного материала можно установить присутствие обломков остракод и трилобитов, еще реже водорослей и моллюсков. Однако, нет сомнения в том, что остатки организмов с относительно массивным скелетом (иглокожие, преобладающая часть мшанок, брахиопод и др.) также могут присутствовать в составе шлама. Между количеством детрита и шлама в образцах обычно устанавливается пропорциональная зависимость. Практически полностью шлам отсутствует только в детритных (шлейфовых) известняках биогермных комплексов (например, в Вазалемма).

По количеству шлама существенных различий между зонами не прослеживается. Содержание его (в объемных процентах от всей породы) обычно колеблется в пределах 4 — 8%. В северной зоне этому интервалу соответствует около 35%, а в осевой зоне 41% изученных нами образцов. Небольшие различия встречаются в вертикальном разрезе, так в скв. Рапла среднее содержание шлама в интервале $V_1 - D_{II}$ 7,9%, а в интервале $D_{II}\beta P - F_{II}$ 4,5%. Аналогичная тенденция прослеживается в осевой зоне. Эта тенденция, на наш взгляд, отражает изменения в скорости осад-

конакопления, либо более тиховодную обстановку среды образования осадков. Во втором интервале максимальное содержание шлама (16,4%) в северной зоне установлено в С_{1а}, а в осевой зоне — 21,7% (F_{1а}) (табл. XVI, 6).

4.7. О ГЕНЕЗИСЕ ОРГАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Многие исследователи подчеркивают (Хворова, 1953; Swinchatt, 1965; Lindholm, 1965 и др.), что, как в современных, так и отложениях геологического прошлого существуют две группы факторов, обуславливающих образование органогенно-обломочного материала. В одну группу относятся механические факторы, такие как турбулентность вод, активность течений и волнения и др. Вторую группу составляют биологические факторы, главным образом, сверлящие, илоедные и другие организмы.

Детрит в северной зоне более разрушенный и окатанный, в нем меньше следов сверлящих организмов, чем в осевой зоне. Следовательно, можно предположить, что в северной зоне при образовании детрита преобладали механические факторы.

Как отмечают многие авторы, в том числе И. Хворова (1958) и Р. Гинсбург (Ginsburg, 1957), несортированность и отсутствие окатанных частиц указывает на аутигенность детрита. Принимая во внимание также приведенную нами характеристику детрита, кажется наиболее вероятным, что в основном органогенно-обломочный материал в пределах обеих структурно-фациальных зон имеет аутигенное происхождение. Но следует также учесть, что содержание шлама в осевой зоне (при относительно небольшом количестве детрита) не уступает таковому в северной зоне (см. выше), где детрита существенно больше, чем в осевой зоне. При таких обстоятельствах можно предположить, что перетложение органогенно-обломочного материала (если оно имело место) на большие расстояния (в центральную часть бассейна), характерно, главным образом, шламовому материалу. С другой стороны, следует обратить внимание на относительно медленные темпы осадконакопления (малые мощности, обилие поверхностей перерыва) в некоторых отрезках времени (V₁ — D_{II} в северной зоне, C_{II} — D_{II} в осевой зоне). На этих этапах, по-видимому, происходило относительное обогащение осадка

детритом и шламом, а также существенное их перераспределение в пространстве. Значительное переотложение шлама, а возможно и детрита, несомненно было связано с отмельными (оолитовые известняки FII) и биогермными (DII — DIII, F1c, FII) фациями.

4.8. СКОПЛЕНИЕ ЦЕЛЬНОРАКОВИННОГО (БИОМОРФНОГО) МАТЕРИАЛА

Сравнительно целые скелетные остатки организмов в рассматриваемых ордовикских отложениях обеих структурно-фациальных зон обычно распределены более или менее равномерно.

Скопления цельнораковинного материала встречаются здесь в виде небольших линз или более выдержанных прослоев мощностью 5 — 15 см. Кроме более или менее целых остатков (обычно не более 45%) в этих линзах и прослоях присутствует органогенно-обломочный материал, известняковый обломочный материал, сгустки, глинисто-карбонатная основная масса, а также заполняющий поры вторичный кальцит. Цельнораковинный материал установлен обычно из нескольких систематических групп, в отдельных случаях отмечена его слабая окатанность.

В скоплениях цельнораковинного материала скелетные остатки организмов, по-видимому, претерпели более или менее длительную транспортировку и отлагались в небольших депрессиях бассейна (см. также Хворова, 1958, Moore, 1957).

В пределах изученного региона скопления более или менее целых остатков организмов чаще встречаются в северной зоне и в переходной полосе. Здесь отмечены скопления брахиопод и мшанок (CII в сланцевом бассейне, DIII в скв. Куузику, Роокюла и др.), наутилоидей (VIII в Северной Эстонии), водорослей (E в Западной Эстонии), цистоидей (эхиносферитов) (CIII в скв. Ныва и др.) и т.д. (табл. XVII, 3, 4, 5, табл. XV, 3, 4, 5).

В осевой зоне отмечены скопления трилобитов (VIII в скв. Дзербене, Балдоне и др.), цистоидей (эхиносферитов) (CIII в скв. Дзербене) (табл. XVII, 6) и т.д.

Приведенная характеристика скопления цельнораковинного материала в послетремадокских отложениях ордовика Северной и Средней Прибалтики показывает, что типичные биоморфные породы, состоящие преимущественно из целых или мало-разрушенных скелетных остатков, здесь отсутствуют. Следова-

тельно было бы правильнее называть отложения со скоплениями цельнораковинного материала в карбонатных отложениях древнего палеозоя Балтийского бассейна не биоморфными, а тафогермными, как это предложено И. Королук (1952).

Отсутствие настоящих биоморфных пород и редкость скоплений цельнораковинного материала в карбонатных отложениях ордовика Северной и Средней Прибалтики обусловлено, по-видимому, относительно медленным осадконакоплением в условиях неглубокого бассейна с малорасчлененным рельефом дна. Различия между зонами по встречаемости цельнораковинного материала вызваны прежде всего относительной редкостью организмов в осевой зоне изученной нами территории.

4.9. СТРОМАТОЛИТЫ И ОНКОЛИТЫ

Строматолитовые образования в пределах рассматриваемой территории приурочены только к двум стратиграфическим уровням в осевой зоне и в переходной полосе.

Первый уровень со строматолитами расположен в верхней части нижнего и нижней части среднего ордовика. В пределах осевой зоны они встречены в интервале $S_{1a} - S_{1b}$, в переходной полосе первые строматолитоподобные образования отмечены уже в V_{II} (скв. Лазва) и, следовательно, их вертикальное распространение здесь охватывает интервал $V_{II} - S_{1b}$.

Второй уровень со строматолитами приурочен к нижней половине набалаского горизонта и распространен в пределах всей осевой зоны, а также переходной полосы (скв. Лазва, Каагвере и др.). Особенно часто строматолиты здесь встречены в центральной части осевой зоны, где, например, в скв. Балдоне они установлены на шести уровнях.

Приступая к характеристике морфологии строматолитов ордовика данного региона нужно прежде всего отметить, что образцы из скважин не служат первоклассным материалом для таких целей. Однако детальное изучение серийных шлифовок позволяет дать основные черты их строения. В нижнем интервале ($V_{II} - S_{1b}$) горизонтальное распространение отдельных строматолитовых образований крайне спорадическое (табл. XVII, 1, 3, 4), более выдержано оно только на некоторых поверхностях перерыва в нижней части S_{1a} . Обычно стромато-

литовые корки встречаются здесь в виде небольшой мощности (1 — 10 мм) покрытии с бугристой поверхностью на неровностях дна (скелетные остатки наутилоидей и трилобитов, редкие гальки или скопления грубого детрита). Ширина строматолитовых образований такого типа обычно не превышает 35 мм. На четких поверхностях перерыва строматолиты более выдержанные, но толщина их также невелика. В переходной полосе (скв. Лаэва) в VII на выступах микрорельефа поверхностей перерыва отмечены строматолитовые корки с мелкобугристой поверхностью, размеры которых не превышают 10 мм по ширине и 4 мм по высоте.

Ордовикские строматолиты Балтийского бассейна кальцитовые и содержат в незначительном количестве органического материала (желтый оттенок). В отложениях нижнего и нижней части среднего ордовика осевой зоны и переходной полосы строматолиты всегда сильно импрегнированы гематитом и поэтому отдельные детали их микростроения очень плохо различаются. Вмещающие строматолиты известняки — глинистые, с прослойками известковых мергелей. В этих породах отсутствуют проявления гипса, трещины усыхания, и знаки ряби, т.е. признаки крайней мелководности. Описанные нами строматолиты несколько отличаются от недавно детально описанных одновозрастных (C1a — C1b) образований из Северной Швеции (Larsson, 1973). В Прибалтике они менее совершенной формы, относительно тонкие и прерывистые.

В верхнем ордовике строматолиты более совершенной формы (табл. XVIII, 1, 2). Насколько можно судить по пришлифовкам, строматолитовый покров разрушен в основном только вертикальными норками зарывания. Здесь строматолиты представлены только тесно примкнутыми друг к другу куполовидными образованиями, которые обычно покрывают поверхности перерыва. Ширина, а также высота отдельных куполов в основном не превышает 25 мм, верхняя поверхность их бугристая. Строматолиты верхнего ордовика сероцветные с желтоватым оттенком. Микроструктура прослеживается хорошо, мощность отдельных слоев не более 1 мм, местами обнаружены структуры (трубки) *Girvanella*. Иногда внутри строматолита, но обычно на подошве или на его верхней поверхности встречаются прослойки и линзы пылевидного глауконита зеленого цвета, мощность которых не превышает 1 мм (табл. XVIII, 2). Скопления пирита встречаются мелкими неправильными пятнами. Над поверхностью строматолита, в слое толщиной до 10 см

встречаются своеобразные "облачка" зеленого цвета диаметром обычно до 5 мм, которые содержат много пылевидного глауконита, а также пирита. Они оконтурены пленкой такого же глауконита. Содержание детрита в известняках нижней половины набалаского горизонта колеблется в значительных пределах (5 — 25%), а в строматолитах существенно не отличается от выше- и нижезалегающих пород. Известняки — глинистые, с прослоями известковых мергелей. По имеющимся данным, в строматолитсодержащих слоях верхнего ордовика также отсутствуют трещины усыхания, знаки ряби и проявления гипса.

В ордовике Прибалтики строматолиты интересуют нас не с точки зрения стратиграфии, как например, в ордовике Сибирской платформы и в более древних отложениях (Маслов, 1960; Крылов, 1967), а прежде всего как фациальные индикаторы. Отложения, вмещающие строматолиты в Балтийском бассейне содержат богатую нормально-морскую фауну, позволяющую довольно уверенно коррелировать отложения разнофациальных толщ.

В последние десятилетия широко развернулись исследования современных строматолитов (Logan, 1961; Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; Kendall, Skipwith, 1968; Multer, Hoffmeister, 1968; Gebelein, 1969 и многие др.). Эти исследователи утверждают, что современные строматолиты в подавляющем большинстве крайне мелководные образования, со всеми соответствующими структурными и текстурными признаками. Прирост современных строматолитов, по данным этих авторов осуществляется, главным образом, за счет привноса обломочного карбонатного материала. К такому же выводу пришли и многие исследователи ископаемых строматолитов (Rezak, 1957; Davis, 1966; частично Маслов, 1959, 1960). В. Маслов (1959, 1960) при этом подчеркивает, что при образовании строматолитов прошлого существенную роль играли также процессы химического и бактериально-химического осаждения карбонатов. Только некоторые исследователи (Ginsburg, 1955; Howe, 1966 и др.) допускают образование как современных, так и древних строматолитов ниже самого низкого уровня отлива. Однако, в последние годы появились работы, указывающие на сравнительно большой фациальный диапазон древних строматолитов (Hoffman, 1974). Предполагается образование их на глубинах до 45 м (Playford and Cockbain, 1969). По видимому, к такому (сравнительно глубоководному) типу относятся и описанные нами строматолиты из ордовика Прибалтики. Следует добавить, что

в нижнем и в нижней части среднего ордовика они образовались здесь в более подвижноводных условиях (прерывистость, следы абразии), чем в верхнем ордовике. Относительно малая мощность строматолитовых построек (а также отдельных слоев) на данной территории указывает либо на медленный темп осадконакопления (Gebelein, 1969), либо на неблагоприятные условия для химического или бактериально-химического осаждения карбоната кальция.

Первые онколиты в послетремадокских ордовикских отложениях Балтийского бассейна были нами обнаружены недавно и подробно еще не изучены. Находки их связаны с биогермными комплексами пород (DII — DIII, F1c, FII) в северной структурно-фациальной зоне и переходной полосе (карьер Вазалема, скв. Выхма, обн. Рёа). Онколиты имеют в основном неправильно-округлую форму. Диаметр этих образований обычно 0,5 — 2,0 см и только в редких случаях превышает 3 см. Ядрами онколитов служат главным образом обломки скелетных остатков разных систематических групп организмов.

Таблица 5
 СВОДНАЯ ТАБЛИЦА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИЗУЧЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОРГАНОГЕННО-ОБЛО-
 МОЧНОГО МАТЕРИАЛА

| №№ ПП | ХАРАКТЕРИСТИКИ | СЕВЕРНАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА | ПЕРЕХОДНАЯ ПОЛОСА | ОСЕВАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА |
|-------|-------------------------------------|---|---|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1 | Количество детрита | среднее содержание в биогермных комплексах до 90% | среднее содержание 15 — 20%, редко до 40 — 50% | среднее содержание около 10%, максимум 65% |
| 2. | Сортировка | крупного детрита 2 — 5%, нередко отсутствует | переходное | крупного детрита обычно около 10% |
| 3. | Строение скелета | относительно толстостенное (массивное) | переходное | относительно хрупкое (тонкое) |
| 4. | Окатанность | преобладает слабоокатанный детрит | некоторое повышение окат. по сравнению с ю. части северной з. | преимущественно неокатанный |
| 5. | Следы растворения (коррозия) | количество корродированного детрита не более 10% | | следы коррозии практически отсутствуют |
| 6. | Ходы сверления | 10 — 15% детрита со следами сверления | 20 — 30% детрита со следами сверления | |
| 7. | Пространственное распространение | нередко с небольшими скоплениями (гнездами) | | в преобладающем равномерном |
| 8. | Распределение по групповому составу | местами отмечается концентрация иглокожих и режущих групп | | равномерное |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-----|--------------------|--|---|---|
| 9. | Ориентация | 15 — 20% образцов содержат горизонтально упакованный детрит | | в преобладающем беспорядочная |
| 10. | Микритизация | чаще встречается в северной зоне, особенно в интервале D1b P — F1I | | |
| 11. | Гетитизация | прослеживается в В1I — C1b, в среднем 3 — 5% | прослеживается в В1I — C1I | отсутствует |
| 12. | Фосфатизация | в инт. В1I — C1b и в зонах импрегнации фосфатных п.п. | местами в пограничных слоях C1a/C1b | в инт. C1I — C1II и в зонах импрегнации фосфатных п.п. |
| 13. | Глауконитизация | | прослеживается в интервале В1I — C1a | отсутствует |
| 14. | Пиритизация | | имеет повсеместное распространение с максимумом в C1I — D1I | осевой зоны |
| 15. | Окремнение | редкие находки во всех горизонтах, повышенное содержание В1I, C1I — D1I, F1c | | единичные находки в интервале C1I — D1I |
| 16. | Перекристаллизация | нередко более 30% | | обычно в пределах 1 — 2%, практически отсутствует в интервале C1b — C1c |
| 17. | Водоросли | в В1I — D1Iα 3 — 5%, в D1Iβ P — F1I 45 — 60% | уменьшается в ю. направлении | в основном в инт. В1I — C1b и C1I — D1I, обычно 2 — 4% |
| 18. | Трилобиты | в В1I — D1I около 30%, в D1Iβ P — F1I около 13% | увеличивается в ю. направлении | в В1I — D1I около 80%, в D1I — F1I около 60% |
| 19. | Иглокожие | обычно 25 — 35% | уменьшение в ю. направлении | в преобладающем 10 — 15% |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-----|-----------------------------------|--|---|--|
| 20. | Водоросли + трилобиты + иглокожие | составляют около 75% детрита | около 75 — 90% | составляют около 90% детрита |
| 21. | Брахиоподы | в среднем около 10% | около 7 — 10% | постоянно присутствуют с С ₁ с, среднее содержание 5 — 6% |
| 22. | Мшанки | в ВП — ФП, среднее содержание 5 — 10% | около 3 — 5% | редкие обломки с С ₁ б более 10% только в ФП |
| 23. | Остракоды | среднее содержание 2 — 3% | около 3 — 5% | среднее содержание 5 — 7% |
| 24. | Моллюски | спорадические находки с ВП, среднее содержание 4 — 6% | единичные обломки в ВП — СП | |
| 25. | Разные | спорадические находки детрита, рогоз, табулятов, строматопоридей, граптолитов, губок | спорадические находки детрита рогоз, губок и единичные обломки строматопоридей (ФП) | |
| 26. | Неопределимые остатки | среднее содержание 5 — 15% | | практически отсутствуют |
| 27. | Шламовой материал | | обычно колеблется в пределах 4 — 8% | |
| 28. | Цельнокорвинный материал | местами небольшие скопления брахиопод, мшанок, наутилоидей, водорослей и цистоидей | | единичные небольшие скопления трилобитов |
| 29. | Строматолиты | отсутствуют | встречаются в ВП — С ₁ б и Ф ₁ а | встречаются в С ₁ б и Ф ₁ а |

5. ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ДВУХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

Ниже приводится сравнительная характеристика основных макротекстурных признаков отложений северной и осевой структурно-фациальных зон Балтийского бассейна в послетремадокском ордовике Прибалтики (табл. 7). Основные микротекстурные особенности были рассмотрены уже при сравнительной характеристике структурных особенностей. Кроме нескольких исключений (стилолиты, явления синерезиса), ниже будут охарактеризованы первичные текстуры.

Известно, что керновый материал не является самым благоприятным объектом для изучения макротекстур, однако в данном случае использованию этого материала способствовали большое количество пришлифовок из керна с максимальной шириной, а также наблюдения автора в обнажениях северной структурно-фациальной зоны и образцы из них.

5.1. ТЕКСТУРЫ ВНУТРИПЛАСТОВЫЕ

К внутрипластовым относятся разные слоистые текстуры. Здесь также будут охарактеризованы явления синерезиса.

5.1.1. Слоистые текстуры

В рассматриваемых отложениях широко распространены горизонтальнослоистые, полукомковатые и комковатые текстуры. Значительно реже встречается косослоистая микрослойчатая разновидность. Первые три вида слоистых текстур образуют в данном регионе единую группу (с постепенными переходами) как в морфологическом, так и в генетическом смысле. Основным критерием для разграничения отдельных групп является морфология и частота встречаемости прослойков и прослоев известняка и мергеля (известкового и глинистого), а также их соотношения. Условной границей между прослойками и прослоями в данной работе принята мощность 0,2 см.

Горизонтальнослоистые текстуры. В ордовикских карбонатных отложениях Балтийского бассейна границы вертикальной смены вещественного состава (проявление прослойков и прослоев сильноглинистого известняка, извест-

кового и реже глинистого мергеля) обычно являются плоскостями напластования. В образовании горизонтальнослоистых текстур часто участвуют, особенно в нижнем ордовике (VI — VIII) северной зоны и переходной полосы, поверхности перерыва, которые встречаются в разрезе очень часто (обычно через 0,5 — 5,0 см). Перечисленные текстурные элементы и создают существующее разнообразие горизонтальнослоистых текстур в послетремадокских карбонатных отложениях рассматриваемой территории. Благодаря волнистости, линзовидности и местами разветвлению прослоев и прослоев обогащенных терригенным материалом, мы практически всегда прослеживаем не прямолинейную, а более или менее волнистую, но в общем горизонтальную текстуру. Мощность прослоев при горизонтальнослоистых текстурах около 1 мм, а мощность прослоев обычно не превышает 1 см и только в редких случаях доходит до 2 см. В последнем случае мы нередко имеем дело со скоплениями отдельных тонких прослоев, обуславливающих микрослоистую текстуру этих прослоев (табл. XXI, 4). Прослой мощностью более 2 см обычно образуют уже полукомковатую или комковатую текстуру.

В зависимости от характера контактов прослоев и прослоев более глинистого материала горизонтальнослоистая текстура более или менее ясная. В основном, характер контактов зависит от интенсивности стилолитизации прослоев, а также от количества терригенного материала вмещающих пород.

Основное подразделение горизонтальнослоистых текстур произведено по мощностям слоев: массивные (более 50 см), толстослоистые (10 — 50 см), среднеслоистые (2 — 10 см), тонкослоистые (0,2 — 2 см) и микрослоистые (менее 0,2 см) (Вингисаар и др., 1965).

Массивная текстура, по нашим наблюдениям, в изученных отложениях встречается крайне редко. Она связана мергелями и глинами верхнего (F_{1c} — F_{1c}) и отчасти нижнего ордовика (VI — VII) в центральной части осевой зоны (скв. Стури, Приекуле, Балдоне и др.) и биогермными комплексами отложений в северной зоне и в переходной полосе. Массивный текстурный облик в мергелях и глинах осевой зоны обязан практически полному отсутствию органогенно-обломочного материала. Эти отложения по внешнему облику с полураковистым изломом и распадаются на мелкие обломки неправильной формы. Однако, у этих мергелей и глин, по-видимому, существует макроскопически невыраженная слоистость или слоеватость (Ботвинкина,

1962), обусловленная за счет ориентировки глинистых агрегатов. В биогермных комплексах пород массивность свойственна прежде всего породам собственно биогермным, реже их окружающим шлейфовым известнякам.

Толстослоистые текстуры главным образом сосредоточены в северной зоне. Мощность отдельных слоев обычно не превышает 30 см и только в редких случаях доходит до 50 см. Эти текстуры встречаются в отдельных интервалах большинства изученных горизонтов, однако, не в каждом разрезе. Последнее обстоятельство вытекает из беспокойного и часто линзовидного характера распространения текстурных элементов. Чаще всего толстослоистые текстуры связаны с более чистыми карбонатными породами VIII, C_{1b}, C_{III}, E' P. В сравнительно однородных отложениях среднего ордовика северной зоны толстослоистая текстура является в некоторых случаях (C_{1b}, C_{III}) довольно надежным стратиграфическим критерием. Эта текстура также довольно часто прослеживается в биогермных комплексах пород северной зоны и переходной полосы, главным образом в детритных известняках окружающих биогермы. Меньше всего толстослоистые текстуры характерны следующим горизонтам и пачками VI, VII, C_{1a}, C_{1c}, D_I, D_{III}O, F_{1b}, F_{1c}.

Средне- и тонкослоистые текстуры в отложениях послетремадокского ордовика Балтийского бассейна самым тесным образом связаны между собой (табл. XXI, 2) и только в редких случаях в отдельных небольших интервалах можно установить чистые разновидности этих текстур. Обе разновидности связаны в основном глинистыми известняками и известковыми мергелями. Средне- и тонкослоистые текстуры широко распространены во всех горизонтах рассматриваемой территории и являются преобладающими среди слоистых текстур. При этом в северной зоне преобладают среднеслоистые текстуры (около 60%), а в осевой зоне — тонкослоистые текстуры (около 55%). Следовательно, с увеличением в нормальноморских карбонатных отложениях содержания терригенного материала уменьшается масштаб слоистости. В вертикальном разрезе средне- и тонкослоистые текстуры в северной зоне наиболее типичны для нижнего и среднего ордовика. В осевой зоне они чаще встречаются в среднем ордовике.

Мощность слоев известняка в тонкослоистых текстурах колеблется в пределах 1 — 2 см, а в среднеслоистых составляет 2 — 6 см. Мощность прослоек и прослоев мергеля, как правило, увеличивается к центру осевой зоны, но обычно не превы-

шает 3 см. Они часто содержат кероген кукурсита (VIII — F_{1a} в северной зоне), кероген граптолитовых аргиллитов (верхний ордовик), глауконит, органично-обломочный материал и другие примеси, присутствующие во вмещающих известняках. В Прибалтийском сланцевом бассейне (северная зона, горизонты C_{1c} — C_{III}) прослойки и прослои часто представлены керогеном кукурсита с изменчивым количеством терригенной и карбонатной примеси.

Средне- и тонкослоистые текстуры, обусловленные часто встречающимися (в основном через 0,5 — 5 см), главным образом, с гетитовой импрегнацией поверхностями перерыва, характерны для интервала VI — VIII в западной и северо-западной части северной зоны (скв. Рапла, Хаапсалу и др.), а также для переходной полосы (скв. Эймаа, Охесааре и др.). Выше этого интервала можно отметить текстурообразующую роль поверхностей перерывов (с пиритовой импрегнацией) только на границе C_{II}/C_{III} в восточной части северной зоны (сланцевый бассейн) и в C_{1b} в северо-западной части зоны (скв. Осмусаар), где импрегнация в основном фосфатная. В осевой зоне поверхности перерыва для слоистых текстур имеют минимальное значение.

В северной зоне сравнительно редко устанавливается средне- и тонкослоистое, более или менее ритмичное чередование относительно равных по мощности слоев известняков и мергелей. Наилучшие примеры этого вида горизонтальной слоистости можно привести из телиниммеской пачки волховского горизонта (VIII β T) в районе г. Таллина, где мощность слоев известняка составляет 2 — 5 см, а слоев известкового мергеля 1 — 5 см. В шундоровском подгоризонте идавереского горизонта (C_{III} β) соответствующие цифры обычно 2 — 7 см и 1 — 3 см. В осевой зоне аналогичные средне- и тонкослоистые текстуры встречаются только местами в интервале C_{III} — D_{II} и в F_{II} (табл. XX, 6; XXI, 1). Например, в скв. Виесате мощность слоев известняка в первом интервале составляет 2 — 10 см, а слоев известкового мергеля 0,5 — 5 см.

В обеих структурно-фациальных зонах встречаются средне- и тонкослоистые текстуры, обусловленные сортированностью оолитов или глауконита, в редких случаях детрита (см. 4.2.). К такому типу относятся оолитовые известняки VIII — C_{1a} (гетитовые оолиты) в северной зоне и оолитовые известняки F_{II} (карбонатные оолиты) в осевой зоне. Сортированная слоистость отмечена также в глауконитовых песчаниках VI северной зоны.

В итоге можно отметить, что в послетремадокских отложениях Северной и Средней Прибалтики преобладающими слоистыми текстурами являются горизонтальнослоистые (особенно тонко- и среднеслоистые), связанные с известняками (чистые, глинистые) и известковыми мергелями. Слоистость проявляется и подчеркивается нерегулярно волнистыми и иногда разветвляющимися прослойками и прослоями (или их скоплениями) сильноглинистых известняков, известковых и реже глинистых мергелей. При этом следует подчеркнуть, что нам неизвестны литературные источники, детально характеризующие эти типы слоистости в ордовикских или близких к ним по возрасту (а также в современных) отложениях. Объясняется это, видимо, наименьшей информативностью этих текстур об условиях их формирования, а возможно, и сравнительно ограниченным распространением их во времени и в пространстве. Однако, весь комплекс изученных нами литологических и фациальных признаков показывает, что такие текстуры характерны для сравнительно неглубокого шельфового моря и образовались вне зоны постоянного активного действия волн и течений в условиях крайне медленного темпа осадконакопления.

Микрослоистые, микрослойчатые и микрослоеватые текстуры имеют в ордовикских отложениях рассматриваемой части Балтийского бассейна довольно ограниченное распространение и встречаются пропластами или прослоями небольшой мощности. Морфология и генезис вышеназванных текстур детально изучены, особенно, в отечественной геологической литературе (Ботвинкина и др., 1956; Ботвинкина, 1962; Орешникова, 1969а и др.).

При микрослоистости мощность отдельных слоев обычно составляет доли миллиметра, контакты преимущественно четкие. Практически они всегда слабоволнистые с амплитудой от долей миллиметра до нескольких миллиметров, часто выклиниваются уже в пределах первых 10 см. Наиболее выдержанные в горизонтальном направлении микрослоистые текстуры установлены в граптолитовых аргиллитах.

Микрослоистые текстуры в условиях Балтийского ордовикского бассейна обусловлены чаще всего чередованием слоев мергелей и глин с более карбонатными слоями (табл. XXI, 4). Слойки мергелей местами содержат кероген кукерсита (VIII — F_{Ia} в северной зоне) или кероген граптолитовых аргиллитов (E — F_{II}), нередко переходят в стилолиты. В северной зоне микрослоистость связана в основном с интервалом

DII — FII. В осевой зоне микрослоистое чередование мергелей и известняков связано, в основном, с броценской пачкой поркуниского горизонта. Только в скв. Айзпуте (осевая зона) в VII нами отмечено микрослоистое чередование карбонатных глин и мергелей. В обоих интервалах с микрослоистыми пропластами (мощ. 5 — 20 см) связаны мелкомасштабные явления подводных оползней. Микрослоистость, обусловленная чередованием зеленовато-серых глин и черных граптолитовых аргиллитов (VI, DIII и FIIb), встречается в осевой зоне и частично в переходной полосе (скв. Каугатума).

Горизонтальная микрослойчатость как в северной, так и в осевой структурно-фациальных зонах обусловлена гранулометрическими различиями карбонатной составляющей в отдельных слоях (табл. XIX, 1 — 6). К этому добавляются отсутствие или присутствие примесей некоторых аутигенных минералов (обычно пирита), которые увеличивают контрастность слойчатости. Микрослойчатость довольно строго горизонтальная, редко слабоволнистая (табл. XX, 1), местами разрушенная разрывающимися организмами (табл. XIX, 6).

В северной зоне горизонтальная микрослойчатость встречается нами только среди тонко- и среднеслоистых и комковатых известняков в следующих подразделениях DIIIО, E'P, FICa, FIIV + T. Следовательно, она связана с наименее глинистыми отложениями DIII — FII. В этом же интервале устанавливается косая микрослойчатость.

В осевой зоне горизонтальная микрослойчатость широко распространена в броценской пачке поркуниского горизонта, где она чередуется с косослойчатыми интервалами. Местами (скв. Энгуре и др.) здесь прослеживается очень активная деятельность илоедных организмов. Микрослойчатыми также являются типичные черные граптолитовые аргиллиты (VI, VIII, DIII, FIIb) в осевой зоне. В данном случае микрослойчатая текстура обусловлена, видимо, минимальными различиями в количествах керогена, а также в гранулометрическом спектре. Немаловажное значение в образовании текстур в черных аргиллитах имеют скопления остатков граптолитов и беззамковых брахиопод на поверхностях напластований, указывая тем самым на слоеватый (см. Ботвинкина, 1962) характер текстуры.

Микрослоеватые текстуры в обеих структурно-фациальных зонах связаны с прослоями мергелей, встречающихся среди известняковых толщ. Микрослоеватый облик этих прослоев подчеркивается присутствием в них преимущест-

венно горизонтально расположенного органогенно-обломочного материала (см. 4.3.), а также нередко сплюснутых ходов илоедов. При обилии детрита текстуру этих прослоев можно называть прерывисто-микрослоистой (Ботвинкина, 1962). В северной зоне микрослоеватые прослои известковых и реже глинистых мергелей встречаются в интервале DII — FII и в C1c — CIII в пределах сланцевого бассейна. В последнем интервале микрослоеватость связана прослоями мергелей, содержащих кероген и прослоями чистого кукурсита. В осевой зоне микрослоеватые прослои мергелей приурочены к интервалу VIII — DII, но встречаются они здесь значительно реже, чем в северной зоне. В макроскопически довольно однородных, преимущественно глинистых мергелях горизонтов VI, VII и F1c (практически лишенных детрита) микрослоеватость обусловлена только тонкими сплюснутыми ходами илоедов (скв. Энгуре, Айзпуге и др.) (табл. XXI, 3). В глинах латорпского горизонта в осевой зоне микрослоеватость местами выражена чередованием зеленовато-серых и красновато-коричневых (примесь гематита) микрослойков (скв. Энгуре, Дзербене и др.).

Встреченные нами к о с л о и с т ы е (в широком смысле) текстуры по существу являются микрослойчатыми (Вассоевич, 1958). Они имеют ограниченное вертикальное и горизонтальное распространение на рассматриваемой территории. В осевой зоне косослойчатые текстуры встречаются только в самой верхней части поркуниского горизонта (броценская и пилтенская пачки). В северной зоне они прослеживаются редкими прослоями, по-видимому, во всех горизонтах интервала DIII — FII. Нами они пока не установлены в DIII, F1b, F1c, FII. На основе морфологических данных, а также гранулометрического спектра в изученном нами регионе выделяются две разновидности косослойчатых текстур.

Первая разновидность (табл. XX, 2, 4, 5) распространена шире. Мощность косослойчатых прослоев этой разновидности колеблется в пределах от 0,5 до 3,0 см, в среднем составляя около 2 см. Состоят они обычно из одной, реже двух или трех косослойчатых серий, мощность которых обычно не превышает 2 см. Микрослойчатость в основном отчетливая, параллельная, местами слабо расходящаяся, нередко вогнутая вниз. Микрослойчатость проявляется чередованием светло- и темно-серых слойков и обусловлена различиями в гранулометрических параметрах разноцветных слоев, а также изменчивым содержа-

нием пирита. Темно-серые прослойки обычно содержат больше сравнительно грубозернистого карбонатного, а также терригенного материала (детрит, сгустки, алевритовые зерна кварца). Границы слоев иногда (FII в осевой зоне) подчеркиваются глинистым налетом. Мощность слоев обычно не превышает 1 мм, светлые слои более тонкие, чем темные. Угол наклона колеблется в пределах от 5° до 25°, но преимущественно составляет 10 — 15°. Серийные швы — горизонтальные, слабо волнистые, отчетливые. Описанная разновидность встречается нами в глинисто-алевритовых и алевритовых известняках и доломитовых известняках DIII, F1c и FII в северной зоне и осевой зоне в FII. Аналогичные текстуры описаны разными авторами (Хворова, 1956; Harbaugh, 1959; Hamblin, 1961 и др.) и относится к зоне сравнительно слабых донных течений.

Относящиеся по морфологическим признакам к этой же разновидности текстуры встречаются в северной зоне в камарикусской пачке поркуниского горизонта. Сравнительно сильные вторичные изменения (доломитизация) здесь часто маскировали первичный текстурный характер породы. Однако, вследствие существенного отличия соседних слоев одной серии по минеральному составу (кальцит, доломит, кварц, глинистые минералы и их примеси) можно по-видимому, с определенной долей вероятности говорить о косослойчатой текстуре (скв. Камарикус и др.).

Вторая разновидность косослойчатых текстур в осевой зоне (см. табл. XX, 3) связана, по нашим данным, только с оолитовыми известняками поркуниского горизонта, а в северной зоне встречается редкими прослоями в чистых известняках (с водорослевым детритом) F1b и F1c (скв. Рапла). Вторая разновидность отличается от первой прежде всего большим углом наклона слоев (20 — 25°, местами до 45°) и более мощными (5 — 10 см) косослойчатыми сериями. Соответственно более грубыми являясь основные зернистые компоненты (оолиты, детрит, известняковый обломочный материал, зерна кварца песчаной размерности, реже сгустки), отсортированность которых обуславливает косую слойчатость. Слойчатость параллельная, прямая, более или менее отчетливая. Мощность отдельных слоев изменчивая, обычно колеблется в пределах 1 — 2 мм, редко подчеркивается глинистым налетом. Серийные швы более или менее горизонтальные, в северной зоне неясные, в осевой — отчетливые. По комплексу структурных и морфологических признаков, а также по литературным данным (Ремизов и Макри-

дин, 1952) отложения с охарактеризованной выше текстурой, по-видимому, образовались в значительно более подвижноводных условиях (на косах и отмелях), чем первая разновидность косослойчатых текстур.

Таким образом, горизонтальная и косая микрослойчатость и слоистость, несмотря на ограниченное их распространение, дают ценную информацию об условиях образования слагающих их ордовикских отложений на рассматриваемой территории.

5.1.2. Комковатые текстуры

В отложениях послетремадокского ордовика Северной и Средней Прибалтики за горизонтальными текстурами следуют по частоте встречаемости комковатые текстуры, связанные с первыми (а также между собой), постепенными переходами по горизонтали и вертикали. В отечественной геологической литературе аналогичные текстуры названы различными авторами по разному: конгломерато-брекчиевидные (Вишняков, 1962), пельчатая текстура (Войновский-Кригер, 1970), брекчия взрыхления (Хворова, 1958), узловатая текстура (Ботвинкина, 1962) и др. По данным С. Вишнякова (1962) для обозначения комковатых текстур были использованы также следующие названия: конгломератовидные, брекчиевидные, желваковидные, пятнистые и др.

Под комковатыми текстурами в широком смысле мы понимаем своеобразное волнисто-гнездовое чередование двух основных генетических типов карбонатных пород ордовика Балтийского бассейна — известняков и мергелей. На основе соотношения известняка и мергеля А. Ораспыльд (1964) выделяет полукомковатые (преобладает известняк) и комковатые (преобладает мергель или встречаются в равных количествах) текстуры. Обе группы подразделяются А. Ораспыльд еще на ясные и неясные. По форме комков выделяются округло-комковатые и линзовидно-комковатые, а по размерам комков — крупно- (размер комков более 5 см), средне- (2 — 5 см) и мелкокомковатые (меньше 2 см) текстуры (Вингисаар и др., 1965).

Характер комковатости зависит прежде всего от количества терригенного материала как в известняках, так и в мергелях (Jürgenson, 1961, Ораспыльд, 1964). Следовательно, можно ожидать и определенные различия во встречаемости отдельных разновидностей комковатых текстур в двух рассматриваемых структурно-фациальных зонах.

В северной зоне комковатые текстуры в вертикальном разрезе приурочены довольно строго к определенному интервалу (DII — FII). Ниже кейлаского горизонта комковатые текстуры встречаются только в ухакусском и кукрузеском горизонтах, главным образом в Прибалтийском сланцевом бассейне (восточная часть северной зоны). В указанном интервале (DII — FII) комковатые текстуры отсутствуют полностью только в раквереском горизонте. В сравнительно глинистых частях этого интервала (DII, F1aP, F1b, а также C1c — CII) чаще встречаются линзовидно-комковатые текстуры. В интервалах, где различия в количествах терригенного материала между известняками и мергелями наибольшие (особенно F1aS), преобладают округло-комковатые текстуры.

Полукомковатые текстуры в северной зоне, также как и комковатые, приурочены к двум интервалам C1c — CII и DII — FII. Ясные полукомковатые текстуры связаны с менее глинистыми интервалами в разрезе, например, раквереским горизонтом (скв. Кыргессааре и др.), см. также рис. 4 в статье А. Ораспыльд (1964) из F1cM. Неясные полукомковатые текстуры приурочены к более глинистым интервалам (C1c, DII, F1aP, F1b и др.) во многих скважинах северной зоны.

В площадном распространении комковатых и полукомковатых текстур в северной зоне также можно установить определенные закономерности. Реже и в менее типичном виде эти текстуры (особенно комковатые) устанавливаются в западной части северной зоны (Западная Эстония и острова). В типичном виде и наиболее мощными пачками рассматриваемые текстуры (особенно комковатые) встречаются в Центральной и Восточной Эстонии, в южной части северной зоны (скв. Эйямаа, Йыгева, Камарику и др.), особенно в пиргусском горизонте (табл. XXII, 1 — 3).

В переходной полосе (скв. Каугатума, Шярну, Лаэва и др.) между северной и осевой структурно-фациальными зонами уже преобладают полукомковатые текстуры. Они встречаются в разрезе примерно в два раза чаще, чем комковатые. Здесь также расширяется вертикальный диапазон распространения полукомковатых текстур, они (а также комковатые текстуры) устанавливаются уже в VIII. Полукомковатые текстуры определены в переходной полосе еще в C1a, C1c — CIII и DIII — F1c, а комковатые текстуры, кроме кундаского горизонта встречаются еще в интервале F1a — F1c.

В осевой зоне типичные комковатые текстуры встречаются примерно в три раза реже, чем полукомковатые. Комковатые текстуры установлены нами практически только на трех стратиграфических уровнях: редкими и тонкими (обычно не более 20 — 40 см) прослоями сравнительно неясных комков в ВII, ясными, в преобладающем округло-комковатыми текстурами в чистых скрытокристаллических известняках F1aS и F1c. Полукомковатые текстуры в осевой зоне приурочены, в основном, к следующим стратиграфическим интервалам: ВII — C1c, F1a и F1c (табл. XXIII и XXIV, 1 — 3). Ясные разновидности встречаются, главным образом, в C1b — C1c. Неясные полукомковатые текстуры преобладают в верхнем ордовике осевой зоны. В площадном распространении комковатых и полукомковатых текстур в осевой зоне прослеживается тенденция увеличения роли первых к северу и востоку от центральной части зоны, т.е. в сторону переходной полосы. Следует также отметить, что, судя по kernовому материалу, в осевой зоне преобладают мелкие комки, а в северной зоне мелкие и средние.

По имеющимся в нашем распоряжении данным в геологической литературе существует более десяти различных взглядов на образование комковатых текстур в различные геологические эпохи. Большое разнообразие комковатых текстур и их довольно широкое распространение в ордовике Балтийского бассейна указывает на их полигенетическое происхождение. Что касается типичных комковатых текстур в северной зоне (особенно F1c), то здесь наиболее правдоподобным, по-видимому, можно считать предположение, что эти текстуры формировались в результате т.н. осадочного будинажа (Олли, Сюдюков, 1959; Либрович, Орешникова, 1969; Ramberg, 1955; Mc Crossan, 1958; Jaworowski, Modlinski, 1968 и др.). По данным этих авторов, осадочный будинаж развивается в толщах с чередующимися резко различными механическими свойствами (в нашем случае чистые карбонатные и карбонатно-терригенные илы) и различными по степени цементации, в условиях сравнительно быстрого осадконакопления, характерного на очень пологих склонах. В результате давления относительно быстро накопившихся осадков, прослой с большим содержанием терригенного материала деформируются, а более карбонатные прослой, главным образом, растрескиваются. Окончательное формирование комковатых текстур осадочного будинажа совершается в ходе позднего диагназа или даже катагназа. Некоторые исследователи отмечают, что толщи с текстурами осадочного будинажа

непосредственно примыкают к рифам (Mc Crossan, 1958) или связаны с отложениями, переходными от мелководных к мелкоководным (Wobber, 1967). Примерно аналогичное положение занимают типичные комковатые известняки верхнего ордовика северной зоны (особенно F1c). При образовании комковатых и полукомковатых текстур в интервале VI — VII в осевой зоне (табл. XXIII, 2) существенную роль играли вертикальные или субвертикальные ходы роющихся организмов (см. также Хворова, 1958). По нашим данным, в послетремадокском ордовике изученной территории отсутствуют признаки, позволяющие приписывать комковатым и полукомковатым текстурам конкреционное (Войновский-Кригер, 1970; Hadding, 1958) происхождение. Необосновано было бы также предполагать, что в их формировании главную роль играли периодически воздействующие придонные волны землетрясений (Вишняков, 1962) или комки образовались при временном осушении дна бассейна, как это предполагается для аналогичных текстур в карбонных отложениях Донбаса (Ботвинкина и др., 1956).

Можно заключить, что комковатые и полукомковатые текстуры в ордовикских карбонатных отложениях рассматриваемой территории связаны с конкретными, различными для каждой зоны интервалами. При этом комковатые текстуры преобладают в южной части северной зоны и частично в переходной полосе, а полукомковатые чаще встречаются в осевой зоне (Пылма, 1973б). Первичной причиной распространения этих текстур как в вертикальном разрезе, так и в горизонтальном плане, по-видимому, является сравнительно быстрое и резкое изменение привноса в бассейн осадконакопления терригенного материала в регрессивных условиях (Dvořák, 1972). В ходе формирования типичных комков ведущую роль играли процессы осадочного будинажа во время общей усадки осадков. Следует также подчеркнуть, что широкое распространение и разнообразие комковатых текстур в ордовике Балтийского бассейна в дальнейшем требует их специального детального изучения, что существенно может дополнить картину генезиса и фациального распространения этих текстур.

5.1.4. Синерезис

Явления синерезиса относятся к диагенетическим внутрипластовым текстурам. В карбонатных отложениях ордовика Балтийского бассейна они часто связаны с комковатыми и полукомковатыми текстурами в скрыто- и микрокристаллических, сравнительно чистых известняках. Синерезис происходит в водонасыщенных тонкодисперсных осадках с выделением жидкой фазы под действием сцепления между коллоидными и субколлоидными частицами или под тяжестью вышележащих осадков. В результате этих процессов в осадке образуются трещины синерезиса обычно небольших размеров (табл. XXIV, 3, 4), которые заполняются прозрачным кальцитом. Они называются также прожилками или жилками заполнения (Каледа, 1955). В редких случаях аналогичные жилки, но особенно тонкие и преимущественно горизонтальные, образуются в результате жизнедеятельности сравнительно крупных (диам. 6—7 мм и более) роющихся животных в полужатвердевшем тонкодисперсном осадке (например, в нижней части FII в скв. Йыгева). В ордовикских отложениях трещины синерезиса заполнены мелко- и среднекристаллическим кальцитом. Они имеют ширину обычно до 1 мм (редко до 5 мм) и длину до 10 мм (редко до 20 мм). Преобладают вертикальные или субвертикальные жилки. Края жилок четкие, почти ровные. При скрещивании разнонаправленных жилок иногда прослеживаются угловатые обломки диаметром обычно не превышающим 5 мм.

В северной зоне явления синерезиса связаны практически только с интервалом DIIIβP — FII. Лишь в редких случаях они отмечены местами в CIIb, CIII и в верхней части CII (Nölvak, 1972), иногда встречаются и в других менее глинистых и сравнительно тонкокристаллических интервалах. В вышеуказанном интервале кальцитовые жилки чаще встречаются в E и FIIaS, а реже всего в FIIcA, FIIaP и FIIb.

В осевой зоне трещины синерезиса, заполненные кальцитом, отмечены нами на следующих уровнях: CIIb — CIIc, FIIaS, FIIc (паровейская свита) и местами в FII. В первом интервале жилки сравнительно редки, очень тонкие (менее 0,5 мм), прерывистые и короткие (обычно 5—6 мм). В остальных горизонтах жилки кальцита развиваются в типичном виде (табл. XXIV, 4).

Следует отметить, что явления синерезиса в обеих структурно-фациальных зонах приурочены строго к определенному фа-

диальному типу отложений — к скрыто- и микрокристаллическим сравнительно чистым от терригенного материала карбонатным породам обычно с очень редким детритом, что указывает на их первичный тонкодисперсный характер. Как отмечено уже ранее, этим отложениям часто характерны типичные комковатые текстуры. Таким образом, различия в распространении кальцитовых жилок между северной и осевой зонами отражают различия в распространении вмещающих их отложений в этих зонах.

5.2. ТЕКСТУРЫ ПОВЕРХНОСТЕЙ НАПЛАСТОВАНИЯ

Текстуры поверхностей напластования подразделяются на абиогенные и биогенные. Из абиогенных текстур в данной работе детально рассматриваются поверхности перерыва, знаки ряби, трещины усыхания и стилолиты. Из биогенных текстур главное внимание обращается на ходы зарывания и сверления.

5.2.1. Абиогенные текстуры

П о в е р х н о с т и п е р е р ы в а. Среди абиогенных текстур поверхностей напластования наибольшее значение и самое широкое распространение в ордовикских карбонатных отложениях изученной нами территории имеют поверхности перерыва. Существенное значение их как в стратиграфии, так и в седиментологии неоднократно подчеркивалось К. Орвику (Орвику, 1960а, Orviku, 1940, 1961), а также Р. Мяннилем (1960), А. Рьымусоксом (1970) и др.

Самые существенные и сравнительно легко замечаемые различия существуют между зонами в количествах поверхностей перерыва. Практически всюду (особенно в северной зоне) увеличение или уменьшение мощности горизонтов, пачек или отдельных слоев находится в обратнопропорциональной зависимости от уменьшения или увеличения количества поверхностей перерыва в соответствующих интервалах.

В северной зоне поверхности перерыва чаще встречаются в западной и особенно северо-западной ее части, отсюда, в большинстве случаев, их количество уменьшается в восточном и южном направлениях. Например, в горизонтах С1b и С1с число поверхностей перерывов с фосфатной и пиритовой импрегнацией в скв. Осмуссаар около 60, в районе Таллина (скв. Ласнамяэ)

около 50, в скв. Рапла 40, а в скв. Пагари (и в других скважинах Восточной и Средней Эстонии) они часто вообще отсутствуют. Для интервала ВII — СIc увеличение количества поверхностей перерыва в западном направлении отмечено К. Орвику (Орвику, 1960а, Orviku, 1940, 1961); им подчеркивается при этом существенная роль интенсивных колебательных движений земной коры при образовании поверхностей перерыва. В вертикальном разрезе северной зоны поверхности перерыва присутствуют во всех горизонтах послетремадокского ордовика, но чаще всего они встречаются в горизонтах ВI — СIc. Выше этого промежутка поверхности перерыва наблюдаются, главным образом, отдельными комплексами маркирующими пограничные слои стратиграфических единиц (горизонты) и монофациальных геологических тел (пачки).

Наибольшее количество поверхностей перерыва в ордовике Балтийского бассейна в пограничных слоях двух горизонтов отмечено на границе СII/СIII, где их число в восточной части северной зоны (в сланцевом бассейне) по данным Я. Ньльвак (Nõlvak, 1972) доходит до 20, а возможно и больше. К югу и западу, а также к северу количество поверхностей на границе СII/СIII уменьшается. Накопившиеся на этих поверхностях зерна кварца крупноалевритовой размерности (см. также Nõlvak, 1972) подчеркивают длительность перерыва и замедленность темпа осадконакопления, а также, видимо, усиленное движение воды.

В основном четкие и выдержанные по площади поверхности перерыва прослеживаются на нижней и верхней (обычно несколько) границах оандуского горизонта. Главным образом в западной части северной зоны прослеживаются поверхности перерыва на границах E'P/E'T, E'T/FIa, в FIb и на границе FIb/FIc. Часто встречаются они в верхней половине пиргуского горизонта, особенно в верхней части адилаской пачки, нередко поверхности перерыва также в поркуниском горизонте. Более или менее четкие поверхности перерыва отмечены везде в северной зоне на нижней границе аренига и часто на границе ордовика и силура. Общее число прослеживаемых перерывов в северной зоне, вероятно свыше 200. При этом отмечается выдержанность многих поверхностей на значительное расстояние (Орвику, 1960а, Мянниль, 1966б, Orviku, 1940), особенно, в широтном направлении.

В осевой структурно-фациальной зоне поверхности перерыва прослеживаются практически во всех горизонтах, но, как пра-

вило, они невыдержанные по площади. Общая численность их в центральной части зоны (скв. Приекуле, Стури, Балдоне и др.) обычно не превышает 20 — 30. Число поверхностей перерыва в пределах данной части осевой зоны постепенно увеличивается в северном и восточном направлениях и сначала главным образом за счет прибавления их в нижнем ордовике. Наибольшее количество ясно выраженных и хорошо выдержанных поверхностей перерыва в осевой зоне сосредоточено в пограничной части VI/VII, а также к границе VIII/С_{1а}. Нередки поверхности перерыва в верхней части поркуниского горизонта, в том числе на границе ордовика и силура. На верхней границе тремадока заметные поверхности перерыва иногда могут отсутствовать (скв. Стури, Энгуре и др.).

По сравнению с осевой зоной в переходной полосе, по-видимому, также происходит некоторое увеличение числа поверхностей перерыва, особенно, в нижнем и среднем ордовике.

Морфология поверхностей перерыва в северной зоне прежде всего характеризуется большим разнообразием форм их микрорельефа. В настоящей работе принята морфологическая классификация поверхностей перерыва, предложенная Р. Эй-насто (1964) с выделением следующих типов: 1) несглаженная ровная, 2) несглаженная неровная, 3) сглаженная неровная, 4) сглаженная ровная. При этом следует отметить, что данная классификация лишь в самых общих чертах передает морфологическое разнообразие поверхностей перерыва в ордовике Балтийского бассейна. Из этих типов в северной зоне самое широкое распространение, по-видимому, имеют сглаженные неровные поверхности, составляя по приближенным подсчетам около половины из всех поверхностей перерыва. Они встречаются во всех горизонтах и особенно часто в западной части северной зоны. Далее идут (в порядке уменьшения их встречаемости): несглаженная неровная, сглаженная ровная и несглаженная ровная типы поверхностей перерыва. Сглаженные ровные поверхности преимущественно встречаются в нижнем и верхнем ордовике северной зоны и особенно в северо-западной части, как это уже было ранее отмечено К. Орвику (1960а) для нижнего ордовика. Для среднего ордовика, особенно, в интервале С_{1а} — С_{1с} в западной и северо-западной части зоны, характерны многочисленные несглаженные и главным образом неровные с фосфатной (франколитовой) импрегнацией поверхности перерыва.

В осевой структурно-фациальной зоне по численности на первом месте стоят несглаженные неровные поверхности перерыва. Особенно много их в ВII в северной части осевой зоны (скв. Отепя, Карула, Алуksне и др.). Сглаженные более или менее ровные поверхности перерыва встречаются здесь главным образом в пограничных слоях VI/VII и в волховском горизонте центральной части осевой зоны (скв. Приекуле, Стури, Энгуре, Балдоне и др.). Амплитуда рельефа (без осложнений) поверхностей перерыва в обеих зонах обычно колеблется в пределах 1 — 2 см, реже доходя до 3 — 5 см.

Рельеф поверхностей перерыва осложняется следующими факторами: 1) карманообразными углублениями разнообразной конфигурации, 2) вертикальными и субвертикальными ходами роющихся животных и 3) ходами сверления. Карманообразные и иногда даже похожие на "микрощельные" углубления обычно, видимо, представляют собой сильно измененные коррозией вертикальные или субвертикальные ходы роющихся животных, совершенные в еще неполностью сцементированном (особенно ниже поверхности на 1 — 2 см) слое осадка. Глубина их колеблется от 1 до 3 см, реже до 10 см и в единичных случаях доходит до 20 — 30 см (особенно в пограничных слоях CII/CIII и DII/DIII в северной зоне). Диаметр устьевой части в основном 1 — 2 см и обычно не превышает 5 см. Карманообразные углубления связаны в преобладающем с неровными сглаженными и несглаженными поверхностями перерыва. В северной зоне по сравнению с осевой карманообразные углубления встречаются чаще и они более глубокие.

С карманообразными углублениями на поверхностях перерыва тесно связаны вертикальные и субвертикальные ходы зарывания. По морфологии ходы зарывания очень разнообразные, но их более детальная характеристика не входит в задачи данной работы. Отметим лишь, что глубина вертикальных и субвертикальных ходов обычно колеблется в пределах от 1 до 6 см, а диаметр устьевой части обычно 1 — 2 см. В отдельных случаях их глубина значительная и доходит до 35 — 40 см (например, на границе DII/DIII в скв. Пагари). Они имеют U-образную форму с двумя отверстиями, выходящими на поверхность, особенно в интервале VI — VIII осевой зоны. Роющимися организмами также, по-видимому, проложены более или менее вертикальные, часто извилистые ходы диаметром около 1 мм и длиной обычно 1 — 2 см (например, на границе DII/DIII в скв. Эймаа и др.). Среди ходов роющихся животных, связан-

ных с поверхностями перерыва, особую группу составляют т.н. амфораобразные норки (табл. I,1) на границе VI/VII в северной зоне, детально охарактеризованные К. Орвику (1960).

В северной зоне вертикальные ходы, связанные с поверхностями перерыва, встречены во всех горизонтах, но чаще в интервале VI — C1с и особенно часто в C1b северо-западной части зоны. Выше этого интервала они встречаются сравнительно редко и связаны, в основном, с поверхностями, обозначающими длительные перерывы в осадконакоплении, которые часто приняты границами горизонтов и пачек — CII/CIII, DII/DIII, E'P/E'T и др. В осевой зоне они встречаются за редкими исключениями только в интервале VI — VIII.

Многие исследователи современных зарывающихся организмов (Seilacher, 1967; Rhoads, 1967; Frey, 1968 и др.) отмечают, что заложение сравнительно длинных вертикальных ходов вызвано мелководными условиями, где обычно меньше пищи (более подвижноводная среда), а также стремлением защититься от относительно резких изменений среды (соленость и температура воды, временное осушение дна).

Трудно согласиться с предположением А.Гусева (1964) о том, что вертикальные и субвертикальные ходы зарывания, а также их горизонтальные разветвления в ордовикских известняках Ленинградской области (северная зона) являются ископаемыми следами миграции газов (углеводородов) из глубины. Изображенные на рисунках А. Гусева ходы изменчивой формы можно считать результатом повторного прохождения зарывающими организмами, а также действия сверлильщиков. В это же время у них (как у всех ордовикских биогенных текстур) отсутствуют характерные для текстур прохождения газов несглаженные очертания стенок (Cloud, 1960, см. также Либрович, 1969). Противоречат предположению А. Гусева также чисто седиментологические признаки ордовика Балтийского бассейна, как замедленность темпа осадконакопления и другие.

Только на крепко сцементированном морском дне начали свою деятельность различные сверлящие организмы (Орвику, 1960а, Геккер, 1960), следы которых можно также видеть на поверхностях перерыва в ордовике Балтийского бассейна. Морфология ходов сверления разнообразная (Orviku, 1940), но главным образом их можно отнести к группе *Trypanites*. В отношении поверхностей перерыва ходы сверления имеют вертикальную или субвертикальную ориентировку, глубина их ко-

леблется в пределах от 0,5 до 6 см, а в среднем составляет 2 — 3 см. Диаметр ходов, в основном, изменяется в пределах от 1 до 3 мм. Ходы сверления в северной зоне связаны главным образом, со сглаженными ровными и реже неровными поверхностями перерыва. По данным К. Орвику (Orviku, 1940) на поверхностях перерыва в ухакусском горизонте (на реке Кейла) количество ходов *Trypanites* установлено 5 — 7 на один квадратный сантиметр, но обычно их число меньше. В северной зоне ходы сверления на поверхностях перерыва встечены практически во всех горизонтах. В осевой зоне редкие ходы сверления встречены на поверхностях перерыва только в верхней части поркуниского горизонта (броценская пачка) и в пограничном интервале ВI/ВII.

Поверхности перерыва (до глубины несколько см) в рассматриваемом регионе импрегнированы разными минералами, однако нередко импрегнация может полностью отсутствовать. Импрегнирующие минералы следующие: пирит, фосфат (франколит), гетит, гематит, а местами поверхности покрыты пленкой пылевидного глауконита. По-видимому, в разрезе послетремадокского ордовика изученной нами территории преобладают поверхности перерыва с пиритовой и фосфатной импрегнацией, а также без импрегнации.

Пиритизированные поверхности перерыва в северной зоне встречаются во всех горизонтах, но не повсеместно. Например, отмечено их полное отсутствие в СIа (скв. Рапла) и в СIb (скв. Камарику). Главная масса пиритизированных поверхностей перерыва в северной зоне приурочена к среднему и верхнему ордовику. В северной зоне они встречаются в следующих довольно строго ограниченных интервалах: СIс — DII, FIIaS, FIIc и FII. Пиритовая импрегнация прослеживается у всех морфологических типов поверхностей перерыва. Мощность пиритовой импрегнации обычно 2 — 4 мм, редко до 10 мм и в исключительных случаях доходит до 30 мм и более. В осевой зоне импрегнация менее интенсивная и менее мощная, чем в северной зоне.

Поверхности перерыва с фосфатной импрегнацией в северной зоне наиболее часто встречаются в ее западной части. Отмечается закономерное уменьшение их численности в восточном направлении. В этом направлении они частично замещаются пиритовыми, либо вообще отсутствуют в некоторых интервалах. Так, например, поверхности перерыва с фосфатной импрегнацией составляют в скв. Рапла 40% из всех поверхностей перерыва.

на в послетремадокском ордовике, а в скв. Камарику (восточная часть северной зоны) их не более 17%. В южном направлении эта тенденция менее четкая. Фосфатные поверхности перерыва в северной зоне не были нами обнаружены только в В_I, Д_{II} — Е, F_{IaS} и F_{IcA}. Наибольшее их количество сосредоточено в интервале С_{Ib} — С_{Ic}. Толщина фосфатной импрегнации обычно 2 — 4 мм, редко достигает до 10 и более миллиметров. Следует также отметить, что фосфатная импрегнация преимущественно связана с неровными сглаженными и несглаженными поверхностями перерыва. Рассматриваемый тип импрегнации прослеживается еще в переходной полосе (табл. 1, 3), но в осевой зоне, особенно в ее центральной части, поверхности перерыва с фосфатной импрегнацией по нашим наблюдениям полностью отсутствуют. Таким образом, отмечается прямая связь фосфатных поверхностей перерыва со сравнительно слабо глинистыми карбонатными породами и их полное отсутствие в афанитовых известняках и биогермных комплексах пород.

Третья сравнительно многочисленная группа — это поверхности перерыва без импрегнации (табл. I, 1; IV, 3; VII, 2). Истинное количество их в разрезе можно определить только по шлифам, в то время, когда поверхности перерыва с импрегнацией можно установить уже при макроскопическом описании керна. По нашим наблюдениям поверхности перерыва без импрегнации встречаются, в преобладающем в западной части северной зоны и чаще в В_I, С_{III}, F_{IcA} и F_{II}, т.е. главным образом в самых нижних и верхних частях послетремадокского ордовика и, следовательно, в сравнительно мелководных условиях. В осевой зоне они встречаются, кроме броченской пачки поркуниского горизонта, исключительно редко. Неимпрегнированные поверхности перерыва имеют в основном неровные сглаженные или реже несглаженные поверхности.

Остальные виды импрегнации имеют сравнительно ограниченное распространение. Поверхности перерыва с гетитовой импрегнацией встречаются на территории значительной части северной зоны в интервале В_I — С_{Ia} (см. табл. V, 3). Однако, на западе и особенно, на северо-западе зоны они замещаются поверхностями с фосфатной или реже пиритовой импрегнацией (Орвику, 1960). В переходной полосе сосредоточено основное количество гетитовых поверхностей. Местами в В_{II} (скв. Каугатума, Лаэва) они встречаются даже через 0,5 см. В переходной полосе гетитовые поверхности перерыва имеются в интервале В_I — С_{Ib}.

и в F1c. В осевой зоне сравнительно редкие гетитовые поверхности перерыва прослеживаются в интервале V1 — C1b. Мощность полосы гетитовой импрегнации обычно небольшая — от 1 до 2 мм, иногда доходит до 10 мм, а в редких случаях составляет 30 и более мм. Из изложенного выше следует, что гетитовые поверхности в массовом количестве присутствуют в переходной части от сероцветных к красноцветным породам.

С красноцветными породами связаны поверхности перерыва с гематитовой импрегнацией, которые отсутствуют в северной зоне. Появляются они в значительном количестве в переходной полосе в интервале V1 — C1b и прослеживаются в этом же интервале в осевой зоне. В последнем случае они трудно замечаются ввиду общей красноцветности пород. В осевой зоне гематитовые поверхности перерыва устанавливаются хорошо только на границе C1a/C1b, где они покрыты строматолитами с очень интенсивной гематитовой импрегнацией (см. также 4.9.). Мощность гематитовой импрегнации обычно в пределах 1 — 3 мм и редко доходит до 10 мм. Как гетитовые, так и гематитовые поверхности перерыва представлены разными морфологическими типами, но преобладающими являются сглаженные более или менее ровные поверхности.

Ряд поверхностей перерывов из всех перечисленных типов импрегнаций, а также без них покрыты пленкой (обычно менее 0,5 мм) пылевидного глауконита. Эти поверхности перерыва часто сглаженные и ровные. В пределах всей рассматриваемой части бассейна они приурочены к двум уровням: V1 — V11 и E — F1c (нижняя часть).

Ряд поверхностей перерыва часто прерывистая и неясная, т.е. проявляется с изменчивой интенсивностью (табл. I, 3). Это обусловлено, с одной стороны, различиями во времени между формированием рельефа поверхности и ее импрегнации (Orviku, 1940) или, с другой стороны, неравномерным накоплением органического вещества на поверхностях перерывов.

Интересная особенность отмечена для поверхности перерыва на границе V111/C1a в Северной Эстонии (вдоль глинта). Она покрыта гетитовой (в восточной части северной зоны) или фосфатной (в западной части северной зоны) микрослоистой коркой мощностью 1 — 3 мм (Orviku, 1940). По имеющимся в нашем распоряжении данным, у этой корки отсутствуют признаки типичных строматолитовых корок. Как можно судить по

литературным источникам (Соловьев, 1956), довольно близкие к этой корке образования обнаружены местами в донных отложениях Каспийского моря (а также в других местах земного шара), где нижняя поверхность сцементированного слоя осадка покрыта микрослоистой коркой окислов железа и марганца, толщиной до 2 мм. В. Соловьевым (1956) эта корка интерпретируется, как типичное колломорфное образование, а окислы железа и марганца мигрировали, по его мнению, из нижних слоев осадка.

Что касается причин возникновения импрегнации различного минералогического состава, то исследования в Персидском заливе (Shinn, 1969) показывают, что на поверхностях корок современной цементации прослеживается тонкая от серого до черного цвета зона, которая содержит предположительно органический материал. Образование этой зоны неясно, однако, она представляет процесс протекавший на поверхности сцементированных пород, долго находившихся в контакте с морской водой. По-видимому, тип минерализации поверхности перерыва определяется, в основном, теми условиями, в которых протекает разложение органического вещества, накопившегося на этой поверхности. Особенно четко закономерное изменение импрегнирующих минералов прослеживается в тех интервалах, где в осевой зоне присутствуют красноцветные терригенно-карбонатные отложения ($V_I - C_{II}$ и F_{Ic}). В таких случаях в осевой зоне импрегнирующими минералами являются гематит и гетит, а в переходной полосе преобладает гетит, который в северной зоне замещается пиритом или фосфатом.

Вместе с появлением первых детальнейших описаний поверхностей перерыва был поднят вопрос о их генезисе. Детальный обзор истории изучения поверхностей перерыва приведен в работе В. Яануссона (Jaanusson, 1961). Дискуссия велась между сторонниками субаэрального и субаквального происхождения поверхностей перерыва. Из многочисленных сторонников первой гипотезы здесь отметим лишь В. Ламанского (1905) и В. Яануссона (Jaanusson, 1961). Точку зрения о субаквальном происхождении поверхностей перерыва поддерживали: К. Орвику (Орвику, 1960, Orviku, 1940, 1961), Н. Прокопович (Prokopych, 1955), А. Хаддинг (Hadding, 1958), Р. Геккер (1960), М. Линдстрем (Lindström, 1963), Р. Эйнасто (1964), П. Роуз (Rose, 1970) и многие другие. Некоторые авторы (Weiss, 1958, Purser, 1969) пытаются определить место образования поверхностей перерыва более точно, отмечая, что они образовались

именно в приливно-отливной зоне. Подытоживая имеющиеся результаты по изучению цементации современных отложений В. Яануссон (Jaanusson, 1961) отмечает, что нет убедительных данных о современной подводной цементации карбонатных осадков. Эти данные были получены только во второй половине 60-х и в начале 70-х годов.

Впервые подводная цементация карбонатных осадков была доказана для океанических осадков на глубинах 2000 и более метров (Miliman, 1966; Bartlett, Greggs, 1969 и др.). Далее последовало большое число работ о подводной цементации карбонатных осадков по различным бассейнам земного шара, из которых наибольшее значение имеют детальные исследования в Персидском заливе (Shinn, 1969; DeGroot, 1969; Taylor, Illing, 1969 и др.).

Этими работами доказано, что в настоящее время происходит подводная цементация карбонатных остатков, абразия и коррозия их литифицированных поверхностей, а также их импрегнация и сверление организмами, или другими словами — подводное образование поверхностей перерыва. Этот процесс кратко можно охарактеризовать следующим образом. Практически все исследователи как древних (Orviku, 1940; Prokopovich, 1955; Lindström, 1963 и др.) так и современных (Milliman, 1966; Shinn, 1969 и др.) осадков отмечают, что для образования поверхностей перерыва необходимо крайне замедленное осадконакопление или его приостановка. Источником цемента поверхностного слоя осадка, по-видимому, является перенасыщенная карбонатом кальция придонная морская вода (DeGroot, 1969). Более интенсивное осаждение карбоната кальция в районе распространения сцементированного слоя отмечается также В. Соловьевым (1956) в отложениях Каспийского моря. Как подчеркивают многие исследователи (Соловьев, 1956; Prokopovich, 1955; Hadding, 1958a; Heezen, 1959; Lindström, 1963 и др.), при образовании морфологии поверхностей перерыва ведущее место занимают донные течения (коррозия, абразия), они также создают благоприятные условия для существования сверлящих организмов (Shinn, 1969).

Приведенная нами характеристика ордовикских поверхностей перерыва в северной и осевой структурно-фациальных зонах Прибалтики и сравнение их с современными аналогичными образованиями приводит нас к признанию субаквального генезиса этих образований. К аналогичному выводу пришли ранее многие исследователи (см. выше) карбонатных пород ордови-

ка Балтийского бассейна, начиная с конца прошлого века (см. Jaanusson, 1961). При этом нельзя, конечно, категорически отрицать присутствие в рассматриваемом регионе поверхностей перерыва с субазральным генезисом. Однако, до сих пор у нас отсутствуют сколько-нибудь надежные литологические критерии, указывающие на субазральное образование типичных поверхностей перерыва на изученной территории. Карбонатные породы ниже и выше поверхности перерыва всегда представлены морскими отложениями, которые не отличаются или отличаются только в деталях (содержание терригенного материала, детрита и др. структурных компонентов). Не является указанием на субазральное происхождение наличие гетитовых поверхностей перерыва, которые по данным Н. Прокоповича (Prokорович, 1955) являются окисленными в ходе диагенеза первично пиритовыми поверхностями перерыва. Встречающиеся местами (особенно в нижнем ордовике) в северной зоне гальки или даже небольшой мощности конгломератовидные прослои (см. 3.5.) на поверхностях перерыва, по данным К. Орвику (1960а), указывают лишь на сравнительно подвижную среду. Детальное биостратиграфическое расчленение ордовикских карбонатных отложений (особенно в северной зоне) позволяет оценивать продолжительность отсутствия осадконакопления на поверхностях перерыва. В связи с этим, мы можем лишь кратко отметить, что например, поверхность перерыва с глубокими карманообразными углублениями и ходами зарывания, а также с интенсивной и мощной импрегнацией далеко не всегда свидетельствует о длительности перерыва.

Поверхности перерыва являются одним из наиболее типичных текстурных элементов послетремадокского ордовика Балтийского бассейна, а их обилие и разнообразие в этом бассейне является исключительным в мировом масштабе. Здесь они были впервые описаны в геологической литературе (Kupffer, 1870), здесь же они получили первую более детальную характеристику, данную Ю. Андерссоном в 1876 году (Jaanusson, 1961). Приведенная краткая характеристика ордовикских поверхностей перерыва в двух структурно-фациальных зонах Прибалтийской части Балтийского бассейна убедительно демонстрирует, что их детальное изучение в будущем (в пределах всего бассейна) значительно дополняет наши знания об условиях осадконакопления в эпиконтинентальных водоемах.

Другие абиогенные текстуры поверхностей напластования (знаки ряби, трещины усыхания, отпечатки кристаллов и др.) в ордовикских отложениях рассматриваемой территории встре-

чаются крайне редко. Вызвано это, с одной стороны, медленным темпом осадконакопления, и с другой стороны, отсутствием или крайне редкой сохранностью соответствующих фациальных типов отложений.

З н а к и р я б и. Как отмечает Л. Ботвинкина (1962), знаки ряби самым тесным образом связаны с косой слоистостью, так как поверхность ряби является одновременно и поверхностью наслоения, а форма ряби обуславливает форму слоев. Эта генетическая связь определяет местонахождение знаков ряби в пределах изученной нами части Балтийского бассейна.

В северной структурно-фациальной зоне знаки ряби пока твердо установлены только в оандуском горизонте (табл. XX, 5). Однако, по-видимому, не исключена возможность нахождения их в редких случаях и в других горизонтах интервала DIII — FII (см. 5.1.1.), особенно, в камарикуской пачке поркуниского горизонта. В осевой зоне знаки ряби встречаются только в верхней части поркуниского горизонта.

Провести более детальную характеристику знаков ряби существенно затрудняет ограниченный диаметр керна. Единственным обнажением, где встречаются знаки ряби в карбонатных отложениях ордовика данной территории, является каменоломня Саку, где они были обнаружены Э. Мэльсом (Jürgenson, Möls, 1946) и характеризованы Э. Юргенсон (Jürgenson, 1953). Здесь обнажаются породы сакуской пачки оандуского горизонта.

Несмотря на недостатки фактического материала среди знаков ряби можно выделить две разновидности: 1) амплитуда 1 — 2 см, длина волны около 10 см или немного более, преимущественно асимметричные, местами (Саку), видимо, перекрестные, 2) амплитуда около 0,5 см, длина волны 2 — 4 см, более или менее асимметричные. В оандуском горизонте северной зоны нами встречен только первый тип, а в поркуниском горизонте осевой зоны встречаются обе описанные разновидности.

Приведенные сравнительно отрывочные данные позволят лишь отметить, что на рассматриваемой территории встречаются, главным образом, асимметричные разновидности, т.е. знаки ряби течения, связанные с мелкозернистыми (детрит, алевровый кварц, сгустки, карбонатные оолиты) карбонатными отложениями, образованными, видимо, в условиях сравнительно прибрежных донных течений с переменной скоростью (Шрок, 1950). Строение таких знаков ряби иногда осложнено наложенными на них под каким-либо углом волновыми знаками ряби.

По-видимому, в обнажении Саку местами встречаются интерференционные ряби. Последнее обстоятельство указывает на крайне мелководные прибрежные условия осадконакопления (Швецов, 1958).

Трещины усыхания в отличие от знаков ряби формируются и лучше всего сохраняются в илистых осадках (Рухлин, 1969). На изученной нами территории трещины усыхания твердо установлены пока только в верхней части поркуниского горизонта (броценская пачка) в осевой зоне (табл. XXII, 4), где они прослеживаются в прослоях мергелей и домеритов (скв. Стури, Энгуре и др.). Эти трещины усыхания характеризуются главным образом как неполные (иногда радиально расходящиеся). Ширина неполных трещин 1 — 2 мм, а глубина обычно не превышает 5 мм, края загибаются вниз или вверх, но иногда и плоские. Реже встречаются более или менее правильной формы полигоны, однако ограниченные размеры керна не позволяют их характеризовать детально. Ширина трещин у полигонов также колеблется в пределах 1 — 2 мм, но глубина их более 1,5 см (скв. Энгуре). Преобладание неполных трещин усыхания, видимо, обусловлено быстро чередующимися условиями осадконакопления в поркуниское время.

Вне пределов изученной нами территории, в Шведской части осевой зоны трещины усыхания установлены на границе C_{1a}/C_{1b} (Larsson, 1973). Здесь они покрыты строматолитами. Отсутствие обнажений соответствующих слоев в Прибалтике не позволяет нам пока достоверно говорить о трещинах усыхания на этой границе. Хотя они в северной зоне пока не установлены, нельзя полностью исключать возможность их обнаружения здесь в интервале D_{III} — F_{II} и особенно в горизонтах D_{III}, F_{1c}, F_{II}.

Приведенная характеристика трещин усыхания, несомненно, говорит об их субаэральном генезисе и тем самым придает им (несмотря на ограниченное распространение) существенное палеогеографическое и фациальное значение в ордовике Прибалтики. Выявлению и изучению трещин усыхания в ордовикских карбонатных отложениях Балтийского бассейна необходимо обратить больше внимания, чем это было до сих пор.

В скв. Энгуре (осевая зона) на глубине 869,20 м (F_{II} броценская пачка) нами установлены отпечатки скелетных форм кристаллов каменной соли сравнительно плохой сохранности. На этом стратиграфическом уровне можно предполагать более широкое распространение таких текстур и в других скважинах осевой зоны. В броценской пачке поркуниского горизонта, ви-

димо, присутствуют и другие текстуры поверхностей напластования, характерные для прибрежных мелководных отложений (следы струй, борозды течения, следы капель дождя и др.). Однако, как уже ранее неоднократно отмечалось, отсутствие обнажений не позволяет с достаточной детальностью изучить этот, в текстурном смысле наиболее интересный комплекс в постлетрамадокском ордовике Прибалтики.

С т и л о л и т ы подразделяются по высоте зубцов на крупные (более 20 мм), средние (20 — 5 мм), мелкие (5 — 1 мм) и микростилолиты (менее 1 мм) (Бушинский, 1959), а по форме зубцов на столбчатые, зубчатые и бугорчатые (Бушинский, 1961).

В северной структурно-фациальной зоне стилолиты встречаются во всех горизонтах карбонатного разреза ордовика. При этом прослеживается очень четкая обратнопропорциональная зависимость между содержанием в породе терригенного (алевритового и пелитового) материала и присутствием стилолитов. С увеличением количества нерастворимого остатка уменьшается количество стилолитов, а также размеры их зубцов. Такая закономерность была отмечена уже ранее для карбонатных пород верхнего ордовика северной зоны (Ораспыльд, 1964). Таким образом, они в наибольшем количестве и совершенной формы встречаются в районах распространения наименее глинистых известняков отдельных пачек и горизонтов. Чаще всего стилолиты встречаются в интервале DIII — FII, а также местами (особенно в западной части зоны) в горизонтах VII — C_{1b}. В биогермных фациях (например, Вазалемма) стилолиты часто служат единственным фактором, обуславливающим и подчеркивающим слоистость. В известковых мергелях они полностью отсутствуют. В северной зоне преобладают микростилолиты, сравнительно часто встречаются мелкие, значительно реже средние, а крупные стилолиты в ордовикских отложениях рассматриваемой территории по нашим наблюдениям отсутствуют. По форме зубцов преобладают зубчатые и бугорчатые стилолиты. Очень редко и главным образом в интервале DIII — FII встречаются столбчатые стилолиты, у которых отсутствует характерная глинистая шапочка на вершинах столбиков (Ораспыльд, 1964).

Вследствие значительной глинистости пород в осевой зоне стилолиты встречаются здесь крайне редко. Существенное уменьшение их численности устанавливается уже в переходной полосе. В осевой зоне редкие стилолиты (главным образом,

микростилолиты) встречаются в интервале ВШ — С_{1с} и в пачках афанитовых известняков F_{1aS}, F_{1с}, F_{1п}.

Кроме настоящих стилолитов выделяется отдельная группа, как бы недоразвитых стилолитов, также широко распространенных на изученной нами территории. Они называются различными авторами по разному: парастилолиты (Швецов, 1958), бугорчатые стилолиты (Бушинский, 1959, 1961), сутуроподобные поверхности (Radlicz, 1966), парастилолитовые поверхности (Теодорович, 1963, 1970). В данной работе они названы прослойками и прослоями мергеля. Более детально они рассмотрены при характеристике слоистых текстур (см. 5.1.1.). Характер их контактов с известняком изменчивый (резкий или нечеткий), часто они переходят в настоящие стилолиты. Прослойки и прослои волнистые, разветвляющиеся, часто выклинивающиеся (см. табл. XXI, 2). Как показывает химический анализ, они обычно известковые мергели, а реже глинистые мергели или известковые глины; часто содержат кероген и другие примеси. Именно частота встречаемости, расположение и конфигурация прослойков и прослоев мергеля служат основными факторами, обуславливающими многие слоистые текстуры в карбонатных отложениях ордовика Балтийского бассейна. Они присутствуют здесь во всех фациальных зонах рассматриваемой территории и прослеживаются везде, где распространены известняки, глинистые известняки, известковые мергели и их доломитизированные разновидности. Разница между зонами лишь в том, что в северной чаще встречаются прослойки и прослои с резкими контактами.

О генезисе стилолитов выдвинуто около десятка различных теорий (Бушинский, 1961). В последнее время большинством исследователей (Шрок, 1950, Наливкин, 1956, Швецов, 1958, Бушинский, 1961 и др.) признается теория образования стилолитов путем растворения под давлением. Эта теория была предложена Т. Фуксом в 1894 году и дополнена П. Стокдэлем в 1922 году (Наливкин, 1956). В настоящее время споры ведутся, главным образом, лишь о том, в какой стадии литогенеза протекало образование стилолитов. По-видимому, в ордовикских отложениях Северной и Средней Прибалтики формирование стилолитов протекало на поздних стадиях диагенеза (см. также Ораспыльд, 1964). Стилолиты, например, проходят через ромбоэдрические кристаллы доломита, не говоря о кластическом карбонатном материале (гальки и др.) и о ходах илоедов.

Что же касается генезиса прослоев и прослойков мергеля, то они, по нашему мнению, являются в основном сингенетически-

ми неоднородностями осадка, которые были местами частично стилолитизированы в ходе диа- и катагенеза (Ораспыльд, 1964). По-видимому, неправильно рассматривать их как результат субаквального или субаэрального растворения (Lindström, 1963, Radlicz, 1966).

5.2.2. Биогенные текстуры

Среди биогенных текстур выделяются ходы зарывания, норки сверления и отпечатки ползания. Характеристика вертикальных ходов зарывания и норок сверления, которые, как правило, непосредственно связаны с поверхностями перерыва, приведена ранее (см. 5.2.1.). Редкие находки следов ползания на поверхности (не отличающихся по морфологии от нижеописываемых горизонтальных ходов) были встречены нами только в броченской пачке поркуниского горизонта в осевой зоне. При дальнейшем исследовании этого интервала, видимо, не исключено нахождение более разнообразных следов жизнедеятельности организмов на поверхности слоя.

Ходы зарывания. Горизонтальные ходы зарывания (часто называемые ходами илоедов) исключительно широко распространены в ордовикских карбонатных отложениях рассматриваемой территории, да и всего Балтийского бассейна. Несмотря на это между зонами существуют определенные различия в морфологии и вертикальном распространении горизонтальных ходов илоедов.

Как видно из таблицы 6 в обеих структурно-фациальных зонах преобладают ходы с диаметром 1 — 3 мм, но в осевой зоне их поперечное сечение более изменчивое, чем на севере. Максимальный диаметр ходов, по нашим данным, в обеих зонах не превышает 3 см. Однако, Н. Насоновой (1962), в восточной части северной зоны в кукурузеском горизонте, отмечено, что максимальный диаметр ходов доходит до 10 см при длине ходов от 3 до 50 см. По-видимому, если ходы такого диаметра существуют, то они исключительно редкие. В мергелях горизонтальные ходы зарывания в основном сплюснутые, т.е. деформированные. Расположение ходов обычно горизонтальное, реже слабо наклонное, часто наблюдаются разветвления.

Ходы заполнены различным материалом — известняком, мергелем, кукуерситом и т.д. Отдельные участки иногда заполнены

Таблица 6.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДИАМЕТРА ХОДОВ ЗАРЫВАНИЯ

| Ø мм Зона | <1 % | 1 — 3 % | >3 % |
|--------------|---------|------------|---------|
| северная | 2 | 95 | 3 |
| осевая | 12 | 67 | 21 |

вторичным кальцитом. В ходах илоедов может присутствовать пирит (местами до полного замещения заполняющего материала этим минералом), сгустковый материал, детрит, глауконит и т.д. Удлиненной формы органогенно-обломочный материал вокруг и даже внутри ходов часто расположен концентрически (табл. XII, 1 — 3), что несомненно указывает на их заложение еще в незатвердевшем осадке. Этот признак также позволяет определить обработанность осадка в условиях, когда заполняющий материал не отличается от окружающей породы. Редко обнаруживаются ходы с чешуйчатым или серповидным (Швецов, 1958) заполнением (СII в скв. Пагари, DIII в скв. Лаэва, FII в осевой зоне и др.).

Густота установленных горизонтальных ходов зарывания часто значительная и доходит до 20 ходов и даже более на один квадратный сантиметр поверхности шлифовки. Столь интенсивно обработанные карбонатные отложения, по-видимому, можно уже называть типичными биотурбитами (Winder, 1968). Следовательно, на изученной территории установлена существенная разрушенность первичных текстур илоедными организмами, хотя не от всех организмов, живущих в осадке, оставались ясные следы (Королюк, 1958, 1962). В северной зоне интенсивная деятельность илоедных и живущих в иле организмов отмечена во всех горизонтах, но особенно часто в среднем ордовике. В осевой зоне частые ходы отмечены в интервале СIc — DII, в остальной части разреза горизонтальные ходы зарывания редки или вовсе отсутствуют.

Как правило, горизонтальные ходы зарывания чаще всего связаны с разной степени глинистыми известняками и известковыми мергелями, реже они встречаются в глинистых мергелях и в чистых скрытокристаллических известняках и практически полностью отсутствуют в карбонатных и чистых глинах (например, нижний ордовик осевой зоны). Однако, в массовом количестве ходы илоедов встречаются в кровле и подошве (в пределах 10 — 15 см) пачек черных граптолитовых аргиллитов (DIII и F1b) в осевой зоне. Горизонтальные ходы зарывания в отложениях биогермных комплексов пород крайне редки.

Вопрос о создателях этих ходов, видимо, еще долгое время остается нерешенным. Однако, большинство исследователей (Либрович, 1958; Геккер, Ушаков, 1962; Орешникова, 1969б и др.) предполагают, что это главным образом ходы различных червей. Возможно участие и других групп организмов (ракообразные, моллюски и др.).

В заключение следует отметить, что сравнительная обильность горизонтальных ходов зарывания в рассматриваемом нами районе является очередным веским доказательством (см. также мощности, поверхности перерыва) медленности темпа осадконакопления в послетремадокских карбонатных отложениях Балтийского бассейна. При этом наиболее благоприятные (оптимальные) условия для жизнедеятельности илоедных организмов существовали в течение всего рассматриваемого интервала времени в северной структурно-фациальной зоне. Это в свою очередь указывает на относительно устойчивые умеренные глубины бассейна в северной зоне по сравнению с осевой.

Таблица 7
 СВОДНАЯ ТАБЛИЦА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИЗУЧЕННЫХ ТЕКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

| №№ ПП | ХАРАКТЕРИСТИКИ | СЕВЕРНАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА | ПЕРЕХОДНАЯ ПОЛОСА | ОСЕВАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА |
|-------|-------------------------|---|---|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1. | Массивные текстуры | связаны только с биогермными комплексами пород | | |
| 2. | Толсто-слоистые | связаны чаще относительно чистыми отложениями ВШ, С _Г , Е _Р , С _Щ и биогермами | только в биогермных комплексах пород | практически отсутствуют |
| 3. | Средне- и тонкослоистые | с минимальным перевесом преобладают среднеслоистые | встречаются примерно в равных количествах | с минимальным перевесом преобладают тонкослоистые |
| 4. | Микро-слоистые | встречаются в интервале Д _{II} — Г _{II} | встречаются в Г _Г | встречаются в В _I — В _{II} , Д _{III} , Г _Г |
| 5. | Микро-слоистые | в наименее глинистых известняках Д _{III} — Г _{II} | в черных аргиллитах Г _Г и в карбонатных отложениях Г _{II} | в черных аргиллитах В _I , В _{III} , Д _{III} , Г _Г , и в карбонатных отложениях Г _{II} |
| 6. | Микро-слоеватые | прослеживаются в С _Г — С _{III} и Д _{II} — Г _{II} | | |
| 7. | Косослойчатые | редкими прослоями в интервале Д _{III} — Г _{II} | только в горизонте Г _{II} (салдусская свита) | |
| 8. | Комковатые | прослеживаются в Д _{II} — Г _{II} и С _{II} (восточная и южная части зоны) | встречаются в В _{III} и Г _Г — Г _Г | встречаются только в В _{II} , Г _Г и Г _Г |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-----|---|--|---|--|
| 9. | Полукомковатые | прослеживаются в С _{1с} — С _{1п} и D _{1п} — F _{1п} | отсутствуют В ₁ — В _{1п} , С _{1б} , D ₁ — D _{1п} , F _{1п} | прослеживаются в В _{1п} — С _{1с} , F _{1а} и F _{1с} |
| 10. | Синерезис | в преобладающем в инт. D _{1бвр} — F _{1п} , редко С _{1п} — С _{1п1} | только в инт. E — F _{1п} | прослеживается в С _{1б} — С _{1с} , F _{1а} и F _{1с} |
| 11. | Количество покровностей перерыва (п.п.) | количество покровностей перерыва в осевой зоне | численность в северной зоне 10 или более раз превышает их | |
| 12. | Карманообразные углубления на п.п. | встречаются часто и являются относительно глубокими | редкими | редкие и неглубокие |
| 13. | Ходы зарывания священных с п.п. | встречаются во всех горизонтах, чаще в В ₁ — С _{1с} | редкими исключениями | только в инт. В ₁ — В _{1п1} |
| 14. | Ходы сверления на п.п. | встречаются во всех горизонтах | в основном в инт. В ₁ — С _{1а} | только на границе В ₁ — В _{1п} и в верхах F _{1п} |
| 15. | Пиритовая импрегация п.п. | присутствует во всех горизонтах | | присутствует в С _{1с} — D _{1п} , F _{1а} , F _{1с} — F _{1п} |
| 16. | Фосфатная импрегация п.п. | часто в С _{1б} — С _{1с} , отсутствует В ₁ , D _{1п} — E, F _{1а} S, F _{1с} A | редкие находки | отсутствует |
| 17. | П.п. без импрегации | во всех горизонтах, чаще В ₁ , С _{1п} , F _{1с} A, F _{1п} | очень редко | кроме F _{1п} |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-----|------------------------------------|--|---|---|
| 18. | Гепитовая импрегнация п.п. | в интервале В _I — С _{1a} | в горизонтах В _I — С _{1b} , F _{1c} | редко в интервале В _I — С _{1b} |
| 19. | Гематитовая импрегнация п.п. | отсутствует | прослеживается в интервале В _I — С _{1b} | |
| 20. | Глауколитовая пленка на п.п. | везде в двух интервалах В _I — В _{II} и Е — F _{1c} (низы) | | |
| 21. | Знаки ряби | только в D _{III} S | не обнаружены | в верхах F _{II} (салдусская свита) |
| 22. | Трещины усыхания | не обнаружены | | только в F _{II} (броцесская пачка салдусской свиты) |
| 23. | Отпечатки кристаллов каменной соли | не обнаружены | | редкие плохой сохранности в F _{II} (броцесская пачка) |
| 24. | Стилолиты | присутствуют во всех горизонтах | встречаются редко | встречаются крайне редко |
| 25. | Горизонтальные ходы зарывания | интенсивная деятельность илоедных организмов по всему разрезу, особенно в среднем ордовике | | частые ходы илоедов в интервале С _{1c} — D _{II} |

Заключение

Выявленные литологические особенности пород двух структурно-фациальных зон позволяют рассматривать последние в качестве отложений, образованных преимущественно на умеренных (северная зона) и средних (осевая зона) глубинах ниже уровня (особенно в осевой зоне) постоянного активного действия волн.

На основе представленного материала можно заключить, что наиболее специфическими чертами для данного региона и всего Балтийского эпиконтинентального бассейна в послетремадском ордовике являются исключительно медленный темп осадконакопления и сравнительно существенная примесь терригенного материала в карбонатных отложениях.

Принципиальное значение имеет вывод о том, что на основе выявленных особенностей литофациального характера и общего тектонического и климатического развития Балтийского бассейна, образование послетремадских карбонатных отложений в рассматриваемом регионе, и во всем бассейне протекало в два этапа. Границу между ними следует провести в верхней части среднего ордовика, по подошве лаагриского подгоризонта кейлаского горизонта. Эта граница, по-видимому, не имеет узко регионального значения и не исключено, что в будущем она может служить границей более высокого ранга. Для первого этапа осадконакопления, развивающегося в условиях исключительно пологого рельефа дна бассейна, характерно устойчивое развитие трансгрессии, достижение его максимума (в ухакусское время) и стабилизация. Для второго этапа типичны дифференцированные (блоковые) тектонические движения и преобладающий регрессивный характер осадков. Выделенным двум этапам соответствуют четко различные фациальные модели.

Литература

- Анатольева А.И. Домезюйские красноцветные формации. Новосибирск, Наука, 1972. 346 с.
- Батурич Г.Н. Фосфаты в современных осадках океана. — Докл. ТСХА, 1971, вып. 172, с. 250 — 254.
- Бауков С.С. Общая характеристика дикинонемовых сланцев. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 11. Горючие сланцы СССР. М., Недра, 1968, с. 145 — 148.
- Ботвинкина Л.Н., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П., Феофилова А.П., Яблоков В.С. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956. 150 с.
- Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 542 с.
- Бушинский Г.И. О природе, номенклатуре и классификации стилолитов (реферат доклада). — Бюлл. МОИП. Отдел геол., 1959, т.34, № 2, с.138.
- Бушинский Г.И. О стилолитах. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1961, № 8, с. 39 — 57.
- Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. — Труды ГИ АН СССР, вып. 149. М., Изд-во АН СССР, 1966а. 191 с.
- Бушинский Г.И. О происхождении морских фосфоритов. — Литол. и полезн. ископ., 1966б, № 3, с. 23 — 48.
- Вассоевич Н.Б. Текстура осадочных горных пород. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Часть I. Л., Гостехиздат, 1958, с. 95 — 129.
- Вахер Р. Современная структура поверхности фундамента Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972, т. 21, № 3, с. 236 — 244.
- Вейдерма М., Вескимяэ Х. Отделение карбонатов от фосфатного вещества фосфоритов методом избирательного растворения. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1971, т. 20, № 1, с. 8 — 13.
- Вийдинг Х., Ораспыльд А. Литология и минералогия камарикусской пачки поркуниского горизонта. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972, т. 21, № 3, с. 245 — 258.
- Вингисаар П.А., Ораспыльд А.Л., Эйнасто Р.Э., Юргенсон Э.А. Единая классификация и легенда карбонатных пород. Таллин, 1965. 49 с.
- Вингисаар П. Микролитологическое исследование известняков ордовикского разреза сважины Хаапсалу. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1971, т. 20, № 1, с. 54 — 59.
- Вингисаар П. О распространении главного слоя метаабтонита (d; XXII) в среднем ордовике Балтоскандии. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972, т. 21, № 1, с. 62 — 70.
- Вишняков С.Г. Конгломерато-брекчиевидные известняки взмучивания (брекчиевидные известняки). — Геология и разведка, 1962, № 6, с. 36 — 49.
- Войновский-Кригер К.Г. О петельчатой текстуре известняков из ордовика и силура западного склона Полярного Урала. — Бюлл. МОИП. Отдел. геол., 1970, т. 45, № 4, с. 40 — 45.
- Волколаков Ф.К., Спрингис Т.К. Литологические особенности верхнеордовикских нефтеносных отложений Западной Латвии. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, Зинатне, 1969, с. 127 — 139.
- Гайлите Л.К., Ульст Р.Ж. Предварительные данные о подразделении ордо-

- вика в разрезе скв. Лудза (Восточная Латвия). — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, Зинатне, 1972, с. 194 — 197.
- Геккер Р.Ф. Ископаемая фауна гладкого каменного морского дна. (К вопросу о типах каменного морского дна). — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1960, вып. V, с. 199 — 227.
- Геккер Р.Ф., Ушаков П.В. *Vermes*. Черви. — В кн.: Основы палеонтологии. Губки, археоциаты, кишечнополостные, черви. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 435 — 466.
- Глаголев А.А. О геометрических методах количественного минералогического анализа горных пород. — Труды Ин-та прикл. минералогии, 1933, № 59. 47 с.
- Гусев А.И. Окаменелые следы газовых струй в ордовикских известняках Ленинградской области. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 6, с. 105 — 108.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., Изд-во ин. лит., 1962. 363 с.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М., Мир, 1967. 299 с.
- Дилакторский Н.Л., Бауков С.С., Дилакторская М.М. Опыт применения седиментометрического анализа для выяснения условий сланценакопления. — Изв. АН ЭССР. Серия физ.-матем. и техн. наук, 1961, т. X, № 2, с. 130 — 142.
- Ершова Г.И., Либрович В.Л. Известняки. — В кн.: Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы. М., Недра, 1969, с. 63 — 108.
- Игнатович М.М. Петрографическая характеристика пород. — В кн.: Опорный разрез силура и нижнего девона Подолии. — Труды межведомственного стратиграфического комитета СССР, т. 5. Л., Наука, 1972, с. 128 — 181.
- Инданс А.П. Тектоническая структура Латвии и ее развитие в палеозое. Рига, Изд-во АН ЛССР, 1962. 176 с.
- Кала Э.А., Менс К.А., Удрите Л.А. Стратиграфическая характеристика разреза скважины Пярну. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, вып. X, с. 19 — 31.
- Каледа Г.А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, т. 2. Львов, Изд-во Львовского гос. ун-та, 1955, с. 209 — 214.
- Каледа Г.А., Калистова Е.А. Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6, с. 50 — 62.
- Карпицкий В.Я. Основные черты геологического развития Западной Латвии в раннем палеозое. — Изв. АН ЭССР. Серия физ.-матем. и техн. наук, 1966, т. XV, № 1, с. 134 — 143.
- Каяк К.Ф. К геологии Юго-Восточной Эстонии (по данным глубокого бурения). — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, вып. X, с. 33 — 40.
- Кивимяги Э., Лоог А. Основные типы текстур граптолитовых аргиллитов месторождения Тоолсе. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972, т. 21, № 2, с. 141 — 147.
- Королюк И.К. Подольские толтры и условия их образования. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 110, Геол. сер. № 56. 139 с.
- Королюк И.К. Влияние некоторых беспозвоночных на слоистость илов. — Труды Мурманской биол. станции, 1958, т. IV, с. 172 — 183.

- Королюк И.К. Влияние некоторых организмов на текстуры и подвижность осадков. — В кн.: Значение биосферы в геологических процессах. Вопросы взаимосвязи палеонтологии и тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 39 — 48.
- Котлуков В.А., Бауков С.С. Сланценозные отложения. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 11. Горючие сланцы СССР. М., Недра, 1968, с. 56 — 64.
- Крылов И.Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1967, вып. 171. 76 с.
- Кырвел В.Э. К литостратиграфической характеристике раквереской и набалаской свит в северо-восточной части Эстонии. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, вып. X, с. 67 — 76.
- Ламанский В.В. Древнейшие следы силурийских отложений России. Труды Геолкома. Новая серия, 1905, вып. 20. 147 с.
- Ланг Т. Фации детрита среднеордовиковской сланценозной толщи Севера Прибалтики. — Тезисы докл. VII науч. конфер. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970, с. 127 — 129.
- Лашков Е.М. Литостратиграфия, литология и фации ордовикских отложений Южной Прибалтики. Автореферат диссертации на соискание уч. степ. канд. геол. -минерал. наук. Вильнюс, 1968. 24 с.
- Лашков Е.М., Котович В.А. Дифрактометрическое изучение глинистой фракции в отложениях ордовика Северной Литвы (скважина "Паровея"). — Научные тр. высш. учебн. заведений Лит. ССР. Геогр. и геол., 1969, № 6, с. 161 — 168.
- Либрович В.Л. О некоторых текстурах в осадочных породах ордовика Иркутского амфитеатра. В кн.: Геология и геохимия. 2. (VII). Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 281 — 284.
- Либрович В.Л. Происхождение красноцветных толщ ордовика Иркутского амфитеатра. — В кн.: Материалы по геол. и пол. ископ. Сибирской платформы. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 44. Л., 1960, с. 29 — 45.
- Либрович В.Л. Текстуры, обусловленные происхождением газов. — В кн.: Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы. М., Недра, 1969, с. 56 — 59.
- Либрович В.Л., Орешникова Е.И. Текстуры осадочного будинажа (развальцевания). — В кн.: Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы. М., Недра, 1969, с. 36 — 37.
- Люткевич Е.М. Нефтенность Прибалтики. — В кн.: Геология и нефтеносность Южной Прибалтики. — Труды Ин-та геол. (Вильнюс), вып. I. Вильнюс, Минтис, 1965, с. 107 — 127.
- Маслов В.П. Ископаемые известковые водоросли СССР. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1956, вып. 160. 300 с.
- Маслов В.П. Строматолиты и фации. — Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 5, с. 1085 — 1088.
- Маслов В.П. Строматолиты (их генезис, методы изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 41. М., Изд-во АН СССР, 1960. 188 с.
- Милло Ж. Геология глин. Л., Недра, 1968. 358 с.
- Мяги С. Отложения онтикаского яруса Средней и Западной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1970, т. 19, № 2, с. 141 — 146.
- Мяниль Р.М. К стратиграфии набалаского горизонта (F_{1a}) верхнего ордовика Эстонской ССР. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1958а, вып. II, с. 3 — 17.

- Мянниль Р.М. Основные черты стратиграфии кейлаского горизонта (DII, ордовик) в Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Серия техн. и физико-матем. наук, 19586, т. VII, № 3, с. 235 — 246.
- Мянниль Р.М. О состоянии геологического изучения древнего палеозоя в Эстонии. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1960а, вып. V, с. 5 — 14.
- Мянниль Р.М. Стратиграфия оандуского ("вазалеммаского") горизонта. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1960б, вып. V, с. 89 — 122.
- Мянниль Р.М. Биостратиграфическое обоснование расчленения ордовикских отложений Западной Латвии. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, вып. XIII, с. 41 — 74.
- Мянниль Р.М. О вертикальных норках зарывания в ордовикских известняках Прибалтики. — В кн.: Организм и среда в геологическом прошлом. М., Наука, 1966а, с. 200 — 207.
- Мянниль Р.М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, Валгус, 1966б, 200 с.
- Мянниль Р.М., Пылма Л.Я., Хинте Л.М. Стратиграфия вирусских и харьюских отложений (ордовик) Средней Прибалтики. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, Минтис, 1968, с. 81 — 110.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях. Часть I. М. -Л., Изд-во АН СССР, 1956. 534 с.
- Насонова Н.М. Структурно-текстурные особенности пород промышленного пласта Эстонского месторождения горючих сланцев. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, вып. X, с. 205 — 214.
- Николаева И.В., Бородаевская Э.В., Сухаренко А.В., Голубова Г.А., Зеркалова М.И. Минералы группы глауконита в ордовикских отложениях юга Сибирской и северо-запада Русской платформ. — В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. — Труды ИГ и Г СО АН СССР, вып. 144. М., Наука, 1971, с. 52 — 80.
- Олли А.И., Сюндюков А.З. О природе некоторых конгломератовидных известняков верхнего девона на Имтугановской структуре Башкирии. — Труды Башкирского филиала АН СССР, 1959, вып. 4, с. 34 — 39.
- Ораспыльд А. О некоторых текстурах карбонатных пород харьюской серии (верхнего ордовика) в Эстонии. — Уч. зап. ТГУ, 1964, вып. 153. — Труды по геологии, вып. II, с. 29 — 41.
- Ораспыльд А. Литологическая характеристика пиргуского горизонта в Южной Эстонии. — Уч. зап. ТГУ, 1975а, вып. 359. Труды по геологии, вып. VII, с. 14 — 32.
- Ораспыльд А. Литология поркуниского горизонта в Эстонии. — Уч. зап. ТГУ, 1975б, вып. 359. — Труды по геологии, вып. VII, с. 33 — 75.
- Орвику К.К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1960а, вып. V, с. 45 — 87.
- Орвику К.К. Литофациальные особенности ордовикских горизонтов волхов (VI), кунда (VII) и азери (Cja) в северной части Эстонской ССР. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л., Госгостехиздат, 1960б, с. 71 — 82.
- Орвику К.К., Орвику Каарел. О закономерностях строения и развития современного морского берега Эстонии. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1961, вып. VIII, с. 97 — 112.
- Орвику К.К. О гальках в волховском (VI) и кундаском (VII) горизонтах нижнего ордовика Эстонии. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, вып. X, с. 187 — 203.

- Орешникова Е.И. Слоистые текстуры. — В кн.: Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы. М., Недра, 1969а, с. 28 — 34.
- Орешникова Е.И. Текстуры, образующиеся в результате жизнедеятельности организмов. — В кн.: Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы. М., Недра, 1969б, с. 56 — 59.
- Осиюна А.И. О классификации карбонатных пород и их генетической интерпретации. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений (Тезисы докладов). Л.-Таллин, 1973, с. 10 — 13.
- Паасикиви Л.Б., Дукальская И.М. Возможность нефтеобразования в карбонатных формациях ордовика и силура Прибалтики. — В кн.: Нефтепроизводящие свиты карбонатных формаций. — Труды ВНИГРИ, вып. 287., Недра, 1971, с. 203 — 259.
- Пельман, Ю.Л. Об условиях жизни и захоронении кембрийских беззавковых брахиопод. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск, Наука, 1973, с. 93 — 95.
- Пуура В., Мардла А. Структурное расчленение осадочного чехла в Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972, т. 21, № 1, с. 71 — 77.
- Пылма Л. О переходной полосе между северной и осевой фациальными зонами ордовика Прибалтики. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1967, т. 16, № 3, с. 272 — 275.
- Пылма Л. Состав и количество детрита в отложениях осевой фациальной зоны ордовика Прибалтики (по скважине Энгуре). — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972а, т. 21, № 2, с. 148 — 154.
- Пылма Л. Состав и количество детрита в отложениях северной фациальной зоны ордовика Прибалтики (по скважине Рагла). — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972б, т. 21, № 4, с. 326 — 332.
- Пылма Л. Особенности структурно-фациальных зон Балтийского бассейна в ордовике. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений (Тезисы докладов). Л.-Таллин, 1973а, с. 34 — 36.
- Пылма Л. Литологические особенности двух структурно-фациальных зон ордовика Прибалтики. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1973б, т. 22, № 3, с. 240 — 247.
- Пылма Л.Я. Литологическая характеристика среднеордовикских пясчюласской и вазалеммской пачек по керну скв. Вазалемма (Эстонская ССР). — В кн.: Литология и полезные ископаемые палеозойских отложений Прибалтики. Рига, Зинатне, 1977, с. 18 — 24.
- Пылма Л., Сарв Л., Хинтс Л. Расчленение ордовикских отложений разреза скв. Берзини (Юго-Восточная Латвия). — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1977, т. 26, № 2, с. 113 — 121.
- Ремизов И.Н., Макридин В.П. О фациях верхнеюрских отложений горы Кременец у г. Изюма. — Бюлл. МОИП. Отдел геол., 1952, т. 27, № 6, с. 59 — 68.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., Недра, 1969. 703 с.
- Рыбусокс А.К. Биостратиграфическое расчленение ордовика Эстонской ССР. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1956, вып. I, с. 9 — 29.
- Рыбусокс А.К. Ордовикская система. — В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 55 — 112.
- Рыбусокс А.К. Стратиграфия вирусской и харьковской серии (ордовик) Северной Эстонии. Диссертация на соискание уч. степ. доктора геол.-минерал. наук. Тарту, 1966. 729 с.

- Рынымусоке А. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии I. Таллин, Валгус, 1970. 346 с.
- Соловьев В.Ф. О некоторых карбонатных осадках Каспийского моря. — В кн.: Современные осадки Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 137 — 150.
- Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М., Разживина А.Н., Ратеев М.А., Сапожников Д.Г., Шишова Е.С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954. 791 с.
- Страхов Н.М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). — В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис: — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 5 — 27.
- Теодорович Г.И. О сутуро-стилолитовых поверхностях и образованиях "конус в конус". — Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 4, с. 85 — 94.
- Теодорович Г.И. К вопросу о происхождении сутуро-стилолитовых поверхностей. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1970, № 8, с. 115 — 118.
- Ульст Р.Ж. Нижнепалеозойские и силурийские отложения Прибалтики и содержание в них рассеянного органического вещества. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1959. 199 с.
- Ульст Р.Ж. Ордовикская система. — В кн.: Геология СССР, т. XXXVIII. Латвийская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 52 — 57.
- Ульст Р.Ж., Гайлите Л.К. Граница ордовика и силура в Латвии и лито-стратиграфическое подразделение пограничных отложений. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, Минтис, 1970, с. 283 — 295.
- Ульст Р.Ж. Местная схема подразделения верхнего ордовика Средней Прибалтики. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, Зинатне, 1972, с. 7 — 20.
- Фомина А.С. Кукерсит, его химическая природа и происхождение (сообщение первое). — Изв. АН ЭССР. Серия техн. и физ.-матем. наук, 1958а, т. VII, № 1, с. 19 — 33.
- Фомина А.С. Кукерсит, его химическая природа и происхождение (сообщение второе). — Изв. АН ЭССР. Серия техн. и физ.-матем. наук, 1958б, т. VII, № 2, с. 91 — 104.
- Фейрбридж Р.В. Значение известняков и их Ca/Mg отношения для палеоклиматологии. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., Мир, 1968, с. 258 — 309.
- Хабаков А.В. Обломочные (кластические) известняки. — В кн.: Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы. М., Недра, 1969, с. 98 — 108.
- Хворова И.В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. — Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1953, т. 43, кн. 2. 222 с.
- Хворова И.В. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала. — В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 132 — 161.
- Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбоната Русской платформы. М., Изд-во АН ССР, 1958. 170 с.
- Шварц Т.В., Карпицкий В.Я. Нефтепоисковые работы в Западной Латвии. — В кн.: Нефтепоисковые критерии Прибалтики и методы их изучения. Вильнюс, Минтис, 1970, с. 23 — 27.

- Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 416.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во ин. лит., 1950. 564 с.
- Шульц С.С. Оолитообразование в современных осадках северной части Каспийского моря. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 57, с. 61 — 75.
- Эйнасто Р.Э. К вопросу о классификации и формировании поверхностей перерыва. — В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 123 — 131.
- Эйнасто Р., Аалоз А. Зернистые известняки. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, Валгус, 1970, с. 19 — 33.
- Юргенсон Э.А. О кремневых образованиях в ордовикских и силурийских карбонатных породах Эстонской ССР. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1958, вып. II, с. 87 — 92.
- Юргенсон Э. Размещение соединений железа в осадочных коренных породах Эстонской ССР. — Ежегодник Общества естествоиспытателей при АН ЭССР, 1960, т. 53, с. 30 — 45.
- Юргенсон Э. Распределение и состав терригенного материала. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, Валгус, 1970, с. 68 — 96.
- Alexandersson, T. Micritization of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, N.S., 1972, vol. 3, N 7, p. 201 — 236.
- Amstutz, G.C. Coprolites: a review of the literature and a study of specimens from Southern Washington. — J. Sediment. Petrol., 1958, vol. 28, N 4, p. 498 — 508.
- Asquith, G.B. The marine dolomitization of Mifflin member Platteville limestone in Southwest Wisconsin. — J. Sediment. Petrol., 1967, vol. 37, N 2, p. 311 — 326.
- Bartlett, G.A., Greggs, R. G. Carbonate sediments: oriented lithified samples from the North Atlantic. — Science, 1969, vol. 166, N 3906, p. 740 — 741.
- Bathurst, R.G.C. Precipitation of ooids and other aragonite fabrics in warm seas. — In: Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe. Berlin, Springer Verlag, 1968, p. 1 — 10.
- Bausch, W.M. Clay content and calcite crystal size of limestones. — Sedimentology, 1968, vol. 10, N 1, p. 71 — 75.
- Beales, F.W. Diagenesis in pelleted limestones. — In: Dolomitization and limestone diagenesis. A symposium. SEPM Spes. Publ., 1965, N 13, p. 49 — 70.
- Cloud, P.E. Gas as a sedimentary and diagenetic agent. — Amer. Journ. Sci., 1960, vol. 258-A (Bradley volume), p. 35 — 45.
- Cloud, P.E. Environment of calcium carbonate deposition West of Andros Island, Bahamas. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1962, N 350-T. 138 p.
- Courty, G. Caracteres bathymetriques des facies constituant la couche principale du minerai de fer ordovicien normand. — C. r. Acad. sci., 1973, vol. 276, N 3, p. 281 — 284.
- Davis, R.A. Willow River dolomite: Ordovician analogue of modern algal stromatolite environments. — J. Geol., 1966, vol. 74, N 6, p. 908 — 923.
- De Groot, K. The chemistry of submarine cement formation at Dohat Hussain in the Persian Gulf. — Sedimentology, 1969, vol. 12, N 1/2, p. 63 — 68.
- Dvořák, J. Shallow-water character of the nodular limestones and their paleogeographic interpretation. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh

- 1972, N 9, p. 509 — 511.
- Fairbridge, R.W. The dolomite question. — In: Regional aspects of carbonate deposition. SEPM Spec. Publ., 1957, N 5, p. 125 — 178.
- Force, L.M. Calcium carbonate size distribution on the West Florida shelf and experimental studies on the microarchitectural control of skeletal breakdown. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, vol. 39, N 3, p. 902 — 934.
- Frey, R.W. The Lebensspuren of some common marine invertebrates near Beaufort, North Carolina. I. Pelecypod burrows. — *J. Paleont.*, 1968, vol. 42, N 2, p. 570 — 574.
- Friedman, G.M., Gebelein, C.D., Sanders, J.E. Micritic envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin. — *Sedimentology*, 1971, vol. 16, N 12, p. 89 — 96.
- Gebelein, C.D. Distribution, morphology, and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, vol. 39, N 1, p. 49 — 69.
- Ginsburg, R.N. Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida. — In: Regional aspects of carbonate deposition. SEPM Spec. Publ., 1957, N 5, p. 80 — 100.
- Giresse, P. Oolithes ferrugineuses en voide de formation au large du Cap Lopez (Cabon). — *C. r. Acad. sci.*, 1965, vol. 260, N 9, p. 2550 — 2552.
- Colubic, S., Brent, G., Lecampion, T. Scanning electron microscopy of endolithic algae and fungi using a multipurpose casting-embedding technique. — *Lethaia*, 1970, vol. 3, N 2, p. 203 — 209.
- Hadding, A. Hidden hiatuses and related phenomena. Some lithological problems. — *Kungl. Fysiografiska Sällskapets I, Lund Förhandl.*, 1958a, vol. 28, N 17, p. 159 — 171.
- Hadding, A. Cambrian and Ordovician limestones. The Pre-quaternary sedimentary rocks of Sweden. VII. — *Lunds Universitets Arsskrift*, 1958b, N.F. Avd. 2, vol. 54, N 5. 262 p.
- Hamblin, K. Micro-cross-lamination in Upper Keweenawan sediments of northern Michigan. — *J. Sediment. Petrol.*, 1961, vol. 31, N 3, p. 390 — 401.
- Harbaugh, J. Small scale cross-lamination in limestones. — *J. Sediment. Petrol.*, 1959, vol. 29, N 1, p. 30 — 37.
- Heezen, B. Deep-sea erosion and unconformities. — *J. Geol.*, 1959, vol. 67, N 6, p. 713 — 714.
- Hessland, I. Lower Ordovician penetrative and enveloping algae from the Siljan district. Investigations of the Lower Ordovician of the Siljan district, Sweden. II. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, 1949a, vol. XXXIII, p. 409 — 428.
- Hessland, I. Lithogenesis and changes of level in the Siljan district during a period of the Lower Ordovician. Investigations of the Lower Ordovician of the Siljan district, Sweden. IV. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, 1949b, vol. XXXIII, p. 437 — 510.
- Hobbs, C.R.B. Jr. Petrography and origin of dolomite-bearing carbonate rocks of ordovician age in Virginia. — *Bull. Virginia Polytechnic Inst. N 116. Engineering Experiment Station Series*, 1957, vol. L, N 5. 128 p.
- Hoffman, P. Shallow and deepwater stromatolites in a lower Proterozoic platform-to-basin facies change, Great Slave Lake, Canada. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1974, vol. 58, N 5, p. 856 — 867.
- Honjo, S., Fischer, A., Garrison, R. Geopetal pyrite in fine-grained limestones. — *J. Sediment. Petrol.*, 1965, vol. 35, N 2, p. 480 — 488.

- Illing, L.V. Bahamian calcareous sands. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1954, vol. 38, N 1, p. 1 — 95.
- Jaanusson, V. Discontinuity surfaces in limestones. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1961, vol. 40, p. 221 — 241.
- Jaanusson, V. Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. Lethaia, 1973, vol. 6, N 1, p. 11 — 34.
- Jaworowski, K., Modlinski, Z. Dolnosylurskie wapienie gruzlowe w polnocno-wschodniej Polsce. — Kwartalnik Geologiczny, 1968, t. 12, N 3, s. 493 — 506.
- Jürgenson, E. DI — DIII lademete (ordoviitsium) litoloogia Eesti NSV-s. — Dissertatsioon geoloogia-mineraloogiateaduste kandidaadi teadusliku kraadi taotlemiseks. Tartu, 1953. 151 lk.
- Jürgenson, E. Muguljad tekstuurid Eesti NSV aluspõhja lubjakivides. — Geoloogilised märkmed, 1961, nr. 3, lk. 18 — 21.
- Jürgenson, L., Möls, E. Mineraalsetest ehitusmaterjalidest Eesti NSV-s. Tartu, Teaduslik Kirjandus, 1946. 135 lk.
- Kahle, C.F. Possible roles of clay minerals in the formation of dolomite. — J. Sediment. Petrol., 1965, vol. 35, N 2, p. 448 — 453.
- Kalliokoski, J., Cathles, L. Morphology, mode of formation, and diagenetic changes in framboids. — Bull. Geol. Soc. Finland, 1969, N 41, p. 122 — 133.
- Kendall, C., Skipwith, P. Recent algal mats of a Persian Gulf lagoon. — J. Sediment. Petrol., 1968, vol. 38, N 4, p. 1040 — 1058.
- Kivimägi, E. Eesti fosforiidivarud. — Eesti Loodus, 1971, nr. 5, lk. 293 — 295.
- Klement, K.W., Toomey, D.F. Role of the blue-green alga *Girvanella* in skeletal grain destruction and lime-mud formation in the Lower Ordovician of West Texas. — J. Sediment. Petrol., 1967, vol. 37, N 4, p. 1045 — 1051.
- Kornicker, L., Purdy, E.G. A Bahamian faecal-pellet sediment. — J. Sediment. Petrol., 1957, vol. 27, N 2, p. 126 — 128.
- Kupffer, A. Ueber die chemische Constitution der baltisch-silurischen Schichten. — Arch. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurl., 1870, ser. 1, Bd. 5, S.69 — 194.
- Lagorio, A. Microscopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. — Arch. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurl., 1876, Ser. 1, Bd. 8, S. 145 — 300.
- Larsson, K. The Lower Viruan in the autochthonous Ordovician sequence of Jämtland. — Sveriges Geol. Unders., 1973, ser. C, N 683. 82 p.
- Lindholm, R.C. Carbonate petrology of the Onondaga limestone (Middle Devonian), New York: a case for calcisiltite. — J. Sediment. Petrol., 1969, vol. 39, No. 1, p. 268 — 275.
- Lindström, M. Sedimentary folds and the development of limestone in an Early Ordovician sea. — Sedimentology, 1963, vol. 2, N 3, p. 243 — 292.
- Logan, B.W. Cryptozoon and associate stromatolites from the Recent of Shark Bay, Western Australia. — J. Geol., 1961, vol. 69, N 5, p. 517 — 533.
- Logan, B.W., Rezak, R., Ginsburg R.N. Classification and environmental significance of algal stromatolites. — J. Geol., 1964, vol. 72, N 1, p. 68 — 83.
- Margolis, S., Rex, R. Endolithic algae and micrite envelope formation in Bahamian oolites as revealed by scanning electron microscopy. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 4, p. 843 — 851.
- Matthews, R.K. Genesis of recent lime-mud in Southern British Honduras. — J. Sediment. Petrol., 1966, vol. 36, N 2, p. 428 — 454.

- Mc Crossan, R.** Sedimentary "boudinage" structures in the Upper Devonian Ireton formation of Alberta. — *J. Sediment. Petrol.*, 1958, vol. 28, N 3, p. 316 — 320.
- Milliman, J.D.** Submarine lithification of carbonate sediments. — *Science*, 1966, vol. 153, N 3739, p. 994 — 997.
- Mišik, M.** Some aspects of diagenetic recrystallization in limestones. — In: *Genesis and classification of sedimentary rocks. International Geol. Congr. Reports 23-rd Session. Proc. Sec. 8. Prague, 1968*, p. 129 — 136.
- Monaghan, P.H., Lytle, M.L.** The origin of calcareous oolites. — *J. Sediment. Petrol.*, 1956, vol. 26, N 2, p. 111 — 118.
- Moore, R.** Mississippian carbonate deposits of the Ozark region. — In: *Regional aspects of carbonate deposition. SEPM Spec. Publ.*, 1957, N 5, p. 101 — 124.
- Multer, H., Hoffmeister, J.** Subaerial laminated crusts of the Florida Keys. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1968, vol. 79, N 2, p. 183 — 192.
- Newell, N.D., Rigby, J.K.** Geological studies of the Great Bahama Bank. — In: *Regional aspects of carbonate deposition. SEPM Spec. Publ.*, 1957, N 5, p. 15 — 72.
- Newell, N.D., Purdy, E.G., Imbrie, J.** Bahamian oolitic sand. — *J. Geol.* 1960, vol. 68, N 5, p. 481 — 497.
- Nõlvak, J.** Kukuruse ja idavere lademe piirikihtide iseloomustus Lipu puurprofiilis. — *LUS-i aastaraamat, 1972*, kd. 61, lk. 39 — 59.
- Orviku (Jaanson), K.** Beiträge zur Kenntnis der Aseri- und der Tallinna-Stufe in Eesti. I. — *Acta Univ. Tartu.*, 1927, A, 11, N 6, 40 S.; *Geol. Inst. Toim.*, 1927, nr. 5. 40 lk.
- Orviku, K.** Lithologie der Tallinna-Serie (Ordovizium, Estland). I. — *Acta Univ. Tartu*, 1940, A, N 36, 216 S.; *Geol. Inst. Toim.*, nr. 58. 216 lk.
- Orviku, K.** Diskontinuiteedipinnad volhovi ja kunda lademes. — *Geoloogiline kogumik, Tartu*, 1961, lk. 16 — 25.
- Perkins, R.D., Halsey, S.D.** Geologic significance of microboring fungi and algae in Carolina self sediments. — *J. Sediment. Petrol.*, 1971, vol. 41, N 3, p. 843 — 853.
- Playford, P.W., Cockbain, A.E.** Algal stromatolites, deepwater forms in the Devonian of Western Australia. — *Science*, 1969, vol. 165, No. 3897, p. 1008 — 1010.
- Porrenga, D.H.** Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. — In: *Depth indicators in marine sedimentary environments. Marine Geology. Special Issue*, 1967, vol. 5, N 5/6, p. 496 — 502.
- Prokopovich, N.** The nature of corrosion in the Middle Ordovician of Minnesota. — *J. Sediment. Petrol.*, 1955, vol. 25, N 3, p. 207 — 215.
- Purdy, E.G.** Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. — *J. Geol.*, 1963, vol. 71, N 3, 4, p. 334 — 355, 472 — 497.
- Purser, B.** Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones of the Paris Basin, France. — *Sedimentology*, 1969, vol. 12, N 3/4, p. 205 — 230.
- Põlma, L.** Baltikumi ordoviitsiumibasseini põhja- ja keskviidandi litoloogilistest erinevustest. — VIII Eesti Loodusuurijate päeva ettekannete teesid. ENSV TA Loodusuurijate Selts. Tartu, 1967, lk. 92—93.
- Radlicz, K.** Tekstury stylolitowe. — *Kwartalnik Geologiczny*, 1966, t. 10, N 2, s. 367—381.
- Ramberg, H.** Natural and experimental boudinage and pinch- and swell-structures. — *J. Geol.*, 1955, vol. 63, N 6, p. 512—526.

- Raukas, A. Purdikivimite terasuuruse klassifikatsioon. Rmt.: *Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии*. Tallinn, 1965, lk. 133—148.
- Rezak, R. Stromatolites of the Belt Series in Glacier National Park and vicinity, Montana. — U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1957, N 294-D, p. 127—154.
- Rhoads, D. Biogenic reworking of intertidal and subtidal sediments in Barnstable Harbor and Buzzards Bay, Massachusetts. — *J. Geol.*, 1967, vol. 75, N 4, p. 461—476.
- Richards, R., Shabica, C. Cylindrical living burrows in Ordovician dalmanellid brachiopod beds. — *J. Paleont.*, 1969, vol. 43, N 3, p. 838—841.
- Rose, P. R. Stratigraphic interpretation of submarine versus subaerial discontinuity surfaces: an example from the Cretaceous of Texas. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, N 9, p. 2787—2797.
- Seilacher, A. Bathymetry of trace fossils. — In: *Depth indicators in marine sedimentary environments*. Marine Geology. Special Issue, 1967, vol. 5, N 5/6, p. 413—428.
- Shinn, E. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. — *Sedimentology*, 1969, vol. 12, N 1/2, p. 109—144.
- Szymański, B. Wapnienie z oolitami żelazistymi środkowego ordowiku Białowieży i Mielnika. — *Kwartalnik Geologiczny*, 1968, t. 12, N 1, s. 14—19.
- Stieglitz, R. Scanning electron microscopy of the fine fraction of recent carbonate sediments from Bimini, Bahamas. — *J. Sediment. Petrol.*, 1972, vol. 42, N 1, p. 211—226.
- Sugden, W. Pyrite staining of pelley debris in carbonate sediments from the Middle East and elsewhere. — *Geol. Mag.*, 1966, vol. 103, N 3, p. 250—256.
- Swinchatt, J. P. Significance of constituent composition, texture, and skeletal breakdown in some recent carbonate sediments. — *J. Sediment. Petrol.*, 1965, vol. 35, N 1, p. 71—90.
- Swinchatt, J. P. Algal boring: a possible depth indicator in carbonate rocks and sediments. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, vol. 80, N 7, p. 1391—1396.
- Taylor, J. C., Illing, L. V. Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. — *Sedimentology*, 1969, vol. 12, N 1/2, p. 69—107.
- Triplehorn, D. M. Morphology, internal structure, and origin of glauconite pellets. — *Sedimentology*, 1966, vol. 6, N 4, p. 247—266.
- Van Houten, F. B. Iron oxides in red beds. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1968, vol. 79, N 4, p. 399—416.
- Weiss, M. Corrosion zones: a modified hypothesis of their origin. — *J. Sediment. Petrol.*, 1958, vol. 28, N 4, p. 486—489.
- Winder, C. Carbonate diagenesis by burrowing organisms. — In: *Genesis and classification of sedimentary rocks*. International Geol. Congr. Reports 23-rd Session. Proc. Sec. 8. Prague, 1968, p. 173—183.
- Wobber, F. Post-depositional structures in the Lias, South Wales. — *J. Sediment. Petrol.*, 1967, vol. 37, N 1, p. 166—174.

PÕHJA- JA KESK-BALTIKUMI ORDOVIITSIUMI KARBONAATKIVIMITE VÕRDLEV LITOLOOGIA

L. Põlma

Resümees

Käesoleva töö uurimisobjektiks on Balti ordoviitsiumibasseini tremadokijärgsed karbonaatsed settekivimid kahe struktuurfatsiaalsete (põhja- ja kesk-) vööndi ja nende vahele jääva üleminekuvööndi piires Eesti ja Läti NSV territooriumil.

Sissejuhatavas osas esitatakse lühiülevaade piirkonna litoloogilistest uuritusest ja tähtsamatest rakendatud meetodikatest.

Esimese peatüki moodustab uuritud kivimkompleksi lühike võrdlev-litoloogiline iseloomustus ladestike kaupa erinevates struktuurfatsiaalsetes vööndites.

Teises peatükis iseloomustatakse ordoviitsiumi karbonaatkivimite põhikomponentide (karbonaatide ja terrigeeni) levikut ja suhtevahekordi uuritaval alal. Antakse ülevaade enamlevinud autigeensete mineraalide (kaltsiit, dolomiit, sulfiidid, rauaoksiidid, glaukooniit, fosfaadid) paiknemise seaduspärasustest. Lühidalt iseloomustatakse ka savimineraalide, karogeeni ja bituumide levikut.

Kolmandas peatükis esitatakse struktuurfatsiaalsete vööndite piires levivate karbonaatkivimite põhiliste struktuursete tunnuste võrdlev analüüs. Vaadeldakse karbonaatse põhimassi, sekundaarse kaltsiidi, tompude, ooidide, purrulise materjali ja terrigeense komponendi morfoloogiat ja leviku seaduspärasusi.

Töö kõige mahukam peatükk on pühendatud detriidi igakülgsel uurimisele erinevates struktuurfatsiaalsetes vööndites. On käsitletud detriidi sisaldust, morfoloogiat, mikrotekstuure, sekundaarseid muutusi, grupilist koostist ja geneesi. Käsitlemist leiavad ka hiib, enam-vähem tervelt säilinud organismide skeletiosade kuhjumid ja stromatoliitsed moodustised.

Monograafia viimases peatükis on vaatluse all struktuurfatsiaalsete vööndite erinevused kihisestest ja kihipinna tekstuuride osas.

Kõigi uuritud 75 litoloogilis-fatsiaalse tunnuse osas määratletakse nende kasutatavus Balti basseini tremadokijärgse ordoviitsiumi setete kuhjetingimuste rekonstrueerimisel.

Lühikokkuvõttes tuuakse esile settekompleksi iseloomulikemate tunnustena aeglane settimiskiirus ja terrigeense ainese suhteliselt suur lisand karbonaatseis kivimeis. Printsipiaalse tähtsusega järeldusena märgitakse käsitletud karbonaatsete setete moodustumisel selgelt eritletavat kaht etappi neile vastavate eriilmeliste fatsiaalsete mudelitega.

COMPARATIVE LITHOLOGY OF THE ORDOVICIAN CARBONATE ROCKS IN THE NORTHERN AND MIDDLE EAST BALTIC

L. Põlma

Summary

The Post-Tremadocian carbonate rocks of the East Baltic Ordovician are studied in the limits of two structural-facial belts (northern and axial ones) and the transitional area situated between them (Figs 1 and 2).

A short review of the history of lithological research in this region and methods used in the present study is given in the introduction.

The 1st chapter presents a short comparative-lithological characterization of the rocks from the different structural-facial belts.

The 2nd chapter describes the spatial distribution of two main components (carbonates and terrigenous material) in the studied rocks. It shows the increase of terrigenous material towards the central part of the axial belt. This chapter deals also with distributional patterns of more widespread authigenic minerals such as calcite, dolomite, sulphides, iron-oxides, glauconite, phosphates. In the studied area dolomite is of katagenetic or early diagenetic origin. The content of the latter is higher in both structural-facial belts in the lower (B_I—B_{II}) and upper (upper part of F_{Ic} and F_{II}) parts of the studied sequence. Sulphides are everywhere represented by pyrite, iron-oxides by hematite and goethite. Their distribution can clearly relate with the structural-facial belts. Hematite in the red-coloured rocks of the axial belt (B_I—C_{Ib} and F_{Ic}) is replaced by goethite in the transitional area or partially in the peripheral part of the northern belt. Glauconite (Pl. I) occurs in the studied sequence mainly in grey-coloured rocks immediately surrounding red-coloured ones in space. Thus, the distribution of glauconite marks out the area of transitional conditions between clearly oxidizing (red-coloured deposits) and reducing (grey-coloured deposits) sedimentary environments.

X-ray data show the prevalence of hydromica (70—100 %) among clay minerals of both structural-facial belts (Table 2). From the other clay minerals chlorite occurs. Kaolinite is also detected in some samples from red-coloured rocks of the axial belt.

Occurrence of kerogen is different in two structural-facial belts. In the northern one it is found in a long stratigraphic interval

(B_{III}—F_{II}), with its maximum concentration as kukersite in the Kukruse and Idavere Stages. Kerogen content decreases west- and southwards disappearing completely within the transitional area. In axial belt kerogen is mainly concentrated in black graptolitic argillites (B_I, B_{III}, D_{III}, F_{Ib}). The distribution of petroleum bitumen-shows is not subjected to a definite facial control. They are more frequent in the western part of the area.

The 3rd chapter present a comparison of main textural features of carbonate rocks in different structural-facial belts. In the axial belt carbonate matrix is predominantly crypto-crystalline, whereas in the northern belt it is various. The amount of secondary (sparry) calcite reveals considerable differences in two belts due to the content of detrite in sediment. In the axial belt the content of dolomite rarely exceeds 2 %, while in the northern belt it is 4 % on the average, reaching up to 30 % in places.

Pelletal material (Pl. III) is widespread in the northern belt mainly at the interval D_{II}—F_{II}. In the axial one its occurrence is restricted mainly to the Porkuni Stage. The studied material confirms the polygenetic origin of pellets.

Carbonate (calcite), goethite and phosphate (francolite) ooids (Plates IV, V and VI) are also found in the studied area. Carbonate ooids occur only in the Porkuni Stage related to the axial belt. Rocks with carbonate ooids represent shoal sediments widely distributed at the end the Ordovician. Goethite ooids occur mainly in deposits of the northern belt, and to a lower degree, in those of the transitional area; in the axial belt they are rare. Francolite ooids are found throughout the whole studied area being of more limited distribution in time (Fig. 7). Francolite ooids have probably more deep-water origin than goethite ones.

Accumulations of carbonate interclasts (psephite above 1,0 mm, psammite 0,1—1,0 mm) (Plates VII and VIII), indicating to high-energy environment, is related to the Lower Ordovician of the northern belt and the Middle and Upper Ordovician bioherms (carbonate mounds).

The two structural-facial belts can be also distinguished by the texture of terrigenous material. Pelitic fraction predominates over the whole area, the relative amount of silts increases in the northern belt. Concentration of sand fraction characterize the lower (B_I—B_{III}) and upper (upper part of F_{Ic}, F_{II}) parts of considered sequence in both belts.

The 4th chapter deals with a study of detrite (skeletal debris) as well as data microdetrite (below 0,1 mm), bioclastic (biomorphic) interlayers, stromatolites and oncolites. The content of detrite, its

morphology, microstructures, secondary changes, taxonomic composition and genesis have been investigated.

In the northern belt detrite forms usually more than 20 % of bed volume, in the axial one about 10 %.

In the northern belt detrite is morphologically massive, unevenly rounded and with rare (10–15 % of detrite) boring tracks. The amount of coarse detrite (above 1 mm) ranges from 2 to 5 % (Pl. X). In the axial belt skeletal debris is of more delicate construction, mainly unrounded and with frequent (20–30 % of detrite) boring tracks. The content of coarse detrite reaches mostly 10 % (Pl. IX).

Spatial distribution and orientation of detrite has been also studied. These data as well as morphology of detrite allow to conclude the higher sedimentation rate for the second half (D_{II}–F_{II}) of the considered sequence.

The following secondary alterations of detrite occur in the studied region: pyritization, goethitization, francolization, glauconitization, micritization, silicification and recrystallization (Plates XIII and XIV). They are more frequent and intensive in the northern belt and transitional area.

Detrite consists of fragments of various invertebrate skeletons and algae. Skeletal debris of each taxonomic group is described in detail. Percentage of the groups is estimated for the above two belts and the transitional area against the vertical sequence. The composition of detrite reflects distinctly differences in structural-facial belts.

Percentage of algal detrite (Pl. XV, figs 1–5) in the northern and axial belts at the interval of B_I–D_{II} does not exceed 5 %. Only at the interval of D_{III}–F_{II} in the northern belt it reaches 50 % on the average.

Content of trilobite skeletal debris (Pl. XV, fig. 6) in the axial belt accounts for 70–80 % of the total amount of detrite. In some Lower Ordovician beds of this belt it is the only detrite-forming group. In the northern belt trilobite detrite content accounts for 20–40 % in the first half of the Post-Tremadocian Ordovician (B_I–D_{II}), in the second half (D_{II}–F_{II}) it reaches 5–15 %.

Fragments of echinoderms take up mostly 25–35 % of the total amount of detrite in the northern belt increasing within the biohermal rocks up to 95 % (Pl. IX, fig. 1). In the axial belt this quantity is about 10–15 %.

These three groups (algae, trilobites, echinoderms) are the main detrite-formers in the epicontinental part of the Baltic Ordovician. In the northern belt they form about 75 %, and in the axial belt 90–100 % of the total amount of detrite.

Skeletal debris of brachiopods, bryozoans, ostracodes and molluscs occurs firmly over the whole area, but its content does not exceed 10 % (Pl. XVI). Distribution of bryozoans detrite brings out much more clearly differences between structural-facial belts. In the axial belt the first fragments of bryozoans appear not until in C_{1b}, but in the northern one already in B_{II}, their content sometimes exceeds 60 % in biohermal rocks of the latter belt.

Sporadic finds of detrite of such groups as rugose corals, tabulate corals, stromatoporoids, sponges and graptolites in both belts were included in the varia-group.

Only in the northern belt it was necessary to give off the indeterminata-group, the amount of such detrite being about 5–15 %. In the axial belt dolomitization and recrystallization are relatively limited and accordingly indeterminable fragments are virtually missing.

Structural-facial belts reveal no significant difference in the amount of microdetrite (in general 4–8 %).

The available evidence shows, that in the northern belt detrite was predominantly formed by mechanical, and in the axial belt by biological factors.

Bioclastic (biomorphis) interlayers (thickness of 5–15 cm) are found frequently in the northern belt. These lense-like interbeds contain in addition to more or less unbroken skeletons (20–45 %) also detrite, pellets, micrite and sparite (secondary calcite).

In the present work stromatolites and oncolites are detected for the first time in the Ordovician carbonate rocks of the East Baltic (Pl. XVIII). In the axial belt stromatolites are found in C_{1a}–C_{1b} and in the lower half of F_{1a}, but in the transitional area they occur in B_{II}–C_{1b} and also in the lower half of F_{1a}. In the northern belt stromatolites have not been found so far. The morphology of stromatolites and the composition of containing rocks show that North and Central East Baltic Ordovician stromatolites were formed in relatively low-energy environments in comparison with recent ones. Occurrences of oncolites are associated with biohermal rocks (D_{II}–D_{III}, F_{1c}, F_{II}) in the northern belt and transitional area.

The last chapter deals with intrastratal and bedding-surface structures in the studied rocks.

The consideration of horizontal-bedded structures is limited to morphology, distribution and depositional environment of massive (above 50 cm), thick-bedded (10–50 cm), medium-bedded (2–10 cm), thin-bedded (0,2–2,0 cm) and laminated (below 0,2 cm) rocks. In the northern belt medium-bedded structures (about 60 %), and in the axial one thin-bedded (about 55 %) are prevailing

(Pl. XXI, figs 1, 2, 4). Laminated structures in the form of small interlayers (Pl. XIX) are of limited distribution in the studied area.

In the axial belt cross-bedded structures (Pl. XX) occur only in the upper part of the Porkuni Stage; in the northern belt lense-like interlayers of the same type of structures occur at the interval DIII—FII.

Nodular and seminodular structures (Pl. XXII, figs 1—3; Pl. XXIII and Pl. XXIV, figs 1—3) are next to horizontal-bedded structures by their frequency. The nodular structures are more common in the south part of the northern belt and partially also in the transitional area, whereas seminodular ones are more frequent in the axial belt. A great variety and wide distribution of nodular and seminodular structures in the studied area refers to their poly-genetic origin.

Structures on bedding-surface are divided into abiogenic and biogenic ones. Of the former discontinuity surfaces, ripple marks (Pl. XX, fig. 5), mud cracks (Pl. XXII, fig. 4) and stylolites have been studied. From the latter main attention has been paid to tracks of digging and burrowing organisms.

Various types of discontinuity surfaces are of the largest distribution among abiogenic structures. The most distinct difference between structural-facial belts is in the number of discontinuity surfaces. In the vertical sequence their total amount is in the northern belt 5—10 times as much as in the axial belt. The present work deals also with morphology and mineralogy of impregnations. The obtained results allow to support the concept of subequal genesis discontinuity surfaces.

Other abiogenic bedding-surface structures, such as ripple marks and mud cracks are of very limited distribution, occurring mostly in the Porkuni Stage in the axial belt and extending also to the transitional area.

The final part of the 5th chapter is concerned with the study of structures, formed by digging and burrowing organisms. Occurrence of numerous burrows in carbonates of the East Baltic Ordovician permits often to term these rocks as bioturbidites.

In conclusion, analyses of 75 various lithological features enable to treat rocks of the northern and axial belts as sediments of epicontinental sea, being mostly formed at moderate and average depths correspondingly. Extremely slow rate of sedimentation and relatively great content of terrigenous material characterise the Post-Tremadocian Ordovician in the studied area. The results ob-

tained permit a conclusion of principle importance to be made: the Post-Tremadocian Ordovician sedimentation took place at two different stages in the studied area as well as obviously in the whole epicontinental part of the Baltic Ordovician basin. Boundary between them runs in the middle part of the Keila Stage (upper part of the Middle Ordovician). In the first stage (B_I—D_{II}) sedimentation took place within the time of development and stabilization of the main Ordovician transgression in the conditions of extremely flat bottom relief of the basin. Differentiated tectonical movements and predominantly regressive nature of sedimentation are characteristic to the second stage (D_{II}—F_{II}). Clearly different facial models correspond to the two distinguished stages.

Таблица I

1. Неравномерное распределение преимущественно мелкозернистого глауконита в доломитовом домерите. В средней части поверхность перерыва без импрегнации с амфораобразной норкой сверления. Пришлифовка, хI. Скв. Ласнамяэ № 13, глубина 11,70 — 11,80 м; ВIbM.
2. Разнозернистый глауконит, цементированный глинистым домеритом. Светлые пятна — ходы илоедов, заполненные тем же материалом. Пришлифовка, хI. Скв. Адзе, глубина 990,60 — 990,67 м; ВIа.
3. Мелкозернистый глауконит в слабглинистом известняке. Темные пятна внизу — неясная фосфатная поверхность перерыва. Пришлифовка, хI. Скв. Каагвере, глубина 254,45; FIа .
4. Неравномерно распределенный редкий разнозернистый глауконит в известковистом доломитовом домерите. Пришлифовка, хI. Скв. Энгуре, глубина 1039,50 — 1039,58 м; ВIа.
5. Разнозернистый глауконит. Прослеживаются трещины обезвоживания. Шлиф, х10. Скв. Адзе, глубина 990,60 — 990,67 м; ВIа.
6. Преимущественно мелкозернистый глауконит. Зерна кварца светлые. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 191,33 — 191,43 м; ВIbM.

Таблица II

1. Известняк слабглинистый, микрокристаллический, содержание детрита 35,8%. В средней части темные субвертикальные ходы зарывания. Пришлифовка, хI. Скв. Рапла, глубина 175,30 — 175,40 м; CIb.
2. Известняк сильноглинистый, скрытокристаллический, содержание детрита 7,2%. В верхней и нижней части прослеживаются мелкие комки. Пришлифовка, хI. Скв. Энгуре, глубина 972,20 — 972,30 м; CIb.
3. Известняк чистый, скрытокристаллический, с остатками водорослей *Cyclocrinites*, содержание детрита 3,4%. Пришлифовка, хI. Скв. Рапла, глубина 118,50 — 118,60 м; E.
4. Скрытокристаллическая основная масса слабглинистого известняка. Шлиф, х20. Скв. Энгуре, глубина 893,35 м; FIс.
5. Крупнокристаллический слабглинистый доломит. Шлиф, х50, с анализатором. Скв. Рапла, глубина 190,65 — 190,75 м; ВII.

6. Тонкокристаллический сильноглинистый доломит. Шлиф, х50. Скв. Охесааре, глубина 518,30 м; ВП.

Таблица III

1. Известняк чистый, от скрыто- до микрокристаллического, с содержанием сгустков 7,3%. Пришлифовка, хI. Скв. Вазалемма, глубина 16,93 — 17,07 м; ДПВР.
2. Известняк чистый, микрокристаллический, с содержанием сгустков 13,4%. Шлиф, х10. Скв. Вазалемма, глубина 15,70 м; ДПВР.
3. Скопление сгустков внутри гастроподы. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 137,80 — 137,95 м; ДПВ.
4. Скопление сгустков под панцирем трилобита. Шлиф, х10. Скв. Куузику, глубина 12,20 — 12,30 м; ДППО.
5. Псаммитово-сгустковый материал. Шлиф, х10. Карьер Вазалемма, глубина 0,15 м; ДПВ.
6. Псаммитово-сгустковый материал. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 877 м; ФП.

Таблица IV

1. Оолитовый известняк. Пришлифовка, хI. Скв. Кариярве, глубина 257,60; ФП.
2. Карбонатные оолиты. В нижней части прослеживаются разрушенные оолиты и оолит с двумя ядрами (соединены два мелких оолита). Светлые зерна — кварц, темные — псаммит. Шлиф, х10. Скв. Кариярве, глубина 257,60 м; ФП.
3. Оолитовый известняк. В верхней части прослеживается поверхность перерыва без импрегнации — оолитовый известняк перекрывается доломитовым мергелем. Пришлифовка, х I. Скв. Пилтене, глубина 934,85 — 935,00 м; ФП.
4. Карбонатные оолиты с редким псаммитом. Шлиф, х20. Скв. Пилтене, глубина 934,85 — 935,00 м; ФП.
5. Оолитовый известняк. Пришлифовка, хI. Скв. Стури, глубина 894,40 м; ФП.

Таблица V

1. Распределение гетитовых оолитов в сильноглинистом известняке. Пришлифовка, хI. Скв. Рапла, глубина 188,55 — 188,70 м; ВПВ.

2. Редкие гетитовые оолиты в среднеглинистом известняке. Светлые пятна — ходы зарывания, заполненные более карбонатным материалом. Пришлифовка, х1. Скв. Лаэва, глубина 209,70 м; F1b.
3. Контакт распространения мелких (внизу) и средних (наверху) гетитовых оолитов, на границе поверхность перерыва с гетитовой импрегнацией. Пришлифовка, х1. Обн. Ягала, глубина 2,90 м; ВIIIβ V.
4. Распределение гетитовых оолитов вокруг хода зарывания, заполненного более глинистым материалом. Шлиф, х10. Скв. Савала, глубина 60,35 — 60,45 м; C1a.
5. Гетитовые оолиты и т.н. псевдо-оолиты (полностью или частично гетитизированный детрит). Шлиф, х20. Скв. Рапла, глубина 188,55 — 188,70 м; ВIIIβ V.

Таблица VI

1. Известняк чистый, с франколитовыми оолитами (чаще в нижней половине снимка). Присутствие небольшого (менее 5%) количества гетита и кристаллов пирита (на оолитах или в их ядрах) придает оолитам темный цвет. Присутствует также пиритизированный (темный) детрит. Пришлифовка, х1. Обн. Осмуссаар, глубина 4,05 м; C1b.
2. Редкие франколитовые оолиты в чистом детритном (60%) известняке. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 180,10 м; C1b.
3. Скопление франколитовых оолитов. Шлиф, х20. Скв. Рапла, глубина 180,00 м; C1b.
4. Франколитовые оолиты. Хорошо устанавливается приуроченность к ним скоплений кристаллов пирита. Шлиф, х60. Скв. Рапла, глубина 180,00 м; C1b.
5. Редкие несовершенные по форме франколитовые оолиты. Шлиф, х20. Скв. Энгуре, глубина 941,60 м; C11.

Таблица VII

1. Крупная плоская галька (размерами 80x50мм), сложенная мелкозернистым песчаником. х1. Обн. Осмуссаар, глубина 4,25 м; ВIIIβ P.
2. Обломочный известняк (псефитово-псаммитовый) с редкими карбонатными оолитами. Вверху контакт (поверхность перерыва без импрегнации) с перекрывающим домеритом. Пришлифовка, х1. Скв. Икла, глубина 529,70 м; F11.

3. Конгломератовидный прослой. Псефитово-псаммитовый материал хорошо окатанный и неравномерно пиритизированный. Пришлифовка, хI. Карьер Вазалемма, глубина 0,10 м; DIII.
4. Псефитовый материал различного (обломки известняка четырех генетических типов) литологического состава. Пришлифовка, хI. Скв. Колка, глубина 663,80 — 663,90 м; FII.
5. Пиритизированная псефитовая частица среднегравийной размерности (диаметром до 3 мм). Шлиф, х20. Скв. Энгуре, глубина 971,70 м; C1b.
6. Псефитовые частицы из сгусткового известняка. Темный — псаммит, светлый — кварц. Шлиф, х10. Скв. Икла, глубина 529,70 м; FII.

Таблица VIII

1. Послойное скопление псаммитового материала (темные зерна) и кварца (светлые зерна). Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 871,80 м; FII.
2. Псаммитовый материал. Шлиф, х20. Скв. Энгуре, глубина 871,80 м; FII.
3. Плоские зерна псаммита (доломитистого известкового мергеля) в алевритистом доломитистом известняке. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 877,20 м; FII.
4. Сгустково-псаммитовый материал (темные зерна) в алевритовом известняке. Шлиф, х15. Скв. Энгуре, глубина 867,65 м; FII.
5. Сгустково-псаммитовый материал в слабogliнистом известняке. Шлиф, х10. Скв. Приекуле, глубина 1351,70 м; FII.
6. Сгустково-псаммитовый материал в алевритовом известняке со знаками ряби. Шлиф, х10. Обнажение Саку, глубина 1,70 м; DIIIS.

Таблица IX

1. Цистоидный известняк Вазалеммаского биогермного комплекса (детрита 89,9%). Групповой состав детрита: цистоидей — 85,2%, мшанки — 14,3%. Шлиф, х10. Скв. Вазалемма, глубина 2,00 — 2,08 м; DIIβV.
2. Скрытокристаллический известняк с неравномерным содержанием (до 5%) детрита. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 122,10 — 122,20 м; E'P.

3. Детрит органических остатков с относительно толстостенным (массивным) строением. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 172,45 — 172,55 м; Сгс.
4. Детрит органических остатков с относительно тонкостенным (хрупким) строением. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 948,00 — 948,10 м; Сгс.
5. Хорошо отсортированный мелкий детрит. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 184,35 — 184,55 м; ВIII.
6. Плохо отсортированный детрит. В ходе илоеда прослеживается слабовыраженное серповидное расположение мелкого детрита и шлама. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 944,20 м; СII.

Таблица X

1. Хорошо окатанный мелкий детрит. Шлиф, х10. Скв. Роокюла, глубина 39,27 — 39,32 м; DIIIО.
2. Сравнительно хорошо окатанный детрит. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 164,40 — 164,52 м; СII.
3. Корродированный детрит, прослеживается также заметная перекристаллизация детрита. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 34,55 м; FII.
4. В центральной части снимка сильно обработанный сверлящими обломки из панциря трилобита. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 925,30 — 925,45 м; Fга.
5. Ходы сверлящих организмов в обломке иглокожево. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 147,90 м; Dг.
6. Ходы сверлящих организмов в обломке панциря трилобита. Шлиф, х20. Скв. Энгуре, глубина 996,20 — 996,30 м; ВIII.

Таблица XI

1. Ходы сверлящих организмов в обломке панциря трилобита. Шлиф, х85. Скв. Рапла, глубина 183,60 — 183,70 м; ВIII.
2. Ходы сверлящих организмов в обломке створки брахиоподы. Шлиф, х85. Скв. Рапла, глубина 172,45 — 172,55 м; Сгс.
3. Равномерно распределенный слабо пиритизированный мелкий детрит (36,1%) в чистом средне- и тонковолнистослоистом известняке. Местами прослеживается стилолитизация прослойков мергеля. Пришлифовка, хI. Скв. Рапла, глубина 172,70 — 172,95 м; Сгв.
4. Неравномерное распределение (со скоплениями) детрита. Пришлифовка, хI. Скв. Рапла, глубина 128,50 — 128,60 м; DIIIβ.

5. Неравномерное распределение сильно пиритизированного детрита (содержание — 32,6%) в среднеглинистом неясно полукомковатом известняке. Пришлифовка, хI. Скв. Энгуре, глубина 944,50 — 944,60 м; СII.
6. Послойное накопление детрита. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 159,40 — 159,65 м; СII.

Таблица XII

1. Концентрическое расположение детрита в ходе зарывания с кальцитовым ядром. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 184,35 — 184,55 м; VIII.
2. Концентрическое расположение детрита в ходе зарывания с кальцитовым ядром. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 935,50 — 935,60 м; DII.
3. Концентрическое расположение детрита в ходе зарывания. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 153,20 м; CIII.
4. Неориентированное расположение детрита. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 939,80 м; СII.
5. Субгоризонтальное расположение удлиненной формы обломков. Шлиф, х10. Скв. Охесааре, глубина 484,40 м; СII.
6. Субгоризонтальное расположение удлиненной формы обломков организмов. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 908,40 — 908,50 м; FIC.

Таблица XIII

1. Известняк с микритизированным детритом. Пришлифовка, хI. Скв. Йыгева, глубина 83,55 — 83,65 м; FIV.
2. Микритизированный детрит иглокожих и мшанок. Шлиф, х20. Скв. Йыгева, глубина 83,55 — 83,65 м; FIV.
3. Микритизированный детрит. Справа — мшанка, слева — моллюск. Шлиф, х130. Обн. Саку, глубина 1,30 м; DIIIS.
4. Микритизация трилобитового фрагмента. Шлиф, х130. Скв. Рапла, глубина 184,35 — 184,55 м; VIII.
5. Пиритизация трилобитового фрагмента. Шлиф, х130. Скв. Энгуре, глубина 945,90 м; СII.
6. Пиритизация трилобитового фрагмента. Шлиф, х130. Скв. Рапла, глубина 188,00 — 188,18 м; VIII.

Таблица XIV

1. Гетитизированные обломки иглокожих и трилобита (справа). Шлиф, х75. Скв. Рапла, глубина 181,25 м; CJA.
2. Гетитизация трилобитового фрагмента. Шлиф, х130. Скв. Энгуре, глубина 939,50 м; CIII.

3. Гетитизированные обломки иглокожих. Шлиф, х75. Скв. Рапла, глубина 189,15 — 189,30 м; ВП.
4. Окремнение членика иглокожево. Шлиф, х50. Скв. Рапла, глубина 137,80 — 137,95 м; ДПВ.
5. Глауконитизация трилобитового фрагмента. Шлиф, х130. Скв. Рапла, глубина 185,55 — 185,68 м; ВП.
6. Заполненная глауконитом микрогастропода, створка также глауконитизированная. Шлиф, х125. Скв. Рапла, глубина 190,65 — 190,75 м; ВП.

Таблица XV

1. Детрит водорослей рода *Cyclocrinites*. Шлиф, х7. Скв. Рапла, глубина 118,50 — 118,60 м; Е'Р.
2. Детрит водорослей рода *Vermiporella*. Шлиф, х7. Скв. Рапла, глубина 115,00 — 115,15 м; Е'Р.
3. Детрит водорослей рода *Dasyporella*. Шлиф, х7. Скв. Рапла, глубина 64,85 м; F1cM.
4. Крупные обломки водорослей рода *Solenopora*. Пришлифовка, хI. Обн. Саку, глубина 1,05 м; ДПIS.
5. Чистый известняк с мелким водорослевым детритом. Количество детрита 32,6%. Остатки водорослей составляют 81,8% из общего количества детрита. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 86,75 — 86,85 м; F1b.
6. Скопление трилобитового детрита. Количество детрита 64,2%, из него фрагменты трилобитов составляют 77,0%. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 898,0 м; F1c.

Таблица XVI

1. Скопление брахиоподового детрита. Количество фрагментов брахиопод 36,4% общего количества детрита. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 127,50 м; ДП.
2. Скопление остракодового детрита. Количество остатков остракод по шлифу в целом составляет 7%. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 991,40 — 991,50 м; ВП.
3. Скопление детрита моллюсков. Количество их остатков составляет 48,0% общего количества детрита. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 131,00 — 131,15 м; ДП.
4. Небольшое скопление кремневых спикул губок рода *Pyritonema*. Шлиф, х7. Скв. Рапла, глубина 150,65 м; СП.
5. Небольшое скопление детрита ругоз. Шлиф, х7. Скв. Рапла, глубина 41,0 м; F1aA.
6. Скопление шламового материала. Количество шлама доходит до 22%. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 922,85 — 923,00 м; F1aS.

Таблица XVII

1. В центральной части "йыхвилита" прослеживается структура, напоминающая губковую. Светлое наверху — окремненный фрагмент иглокожево. Пришлифовка, хI. Скв. Рапла, глубина 144,0 м; ДII.
2. В нижней части "йыхвилита" прослеживается структура, напоминающая губковую. Пришлифовка, хI. Обнажение в г. Кейла, глубина 0,85 м; ДII.
3. Скопление цельнораковинного (преимущественно брахиоподы) материала и детрита (биоморфный прослой). Пришлифовка, хI. Скв. Роокюла, глубина 40,25 — 40,32 м; ДIIIО.
4. Скопление цельнораковинного (преимущественно брахиоподы) материала и детрита (биоморфный прослой). Пришлифовка, хI. Скв. Куузику, глубина 14,13 — 14,20 м; ДIIIО.
5. Скопление более или менее целых остатков брахиопод, трилобитов, гастропод и мшанок. Во мшанке прослеживаются крупные ходы сверления. Пришлифовка, хI. Скв. Роокюла, глубина 42,05 — 42,15 м; ДII.
6. Скопление иглокожих рода *Echinospaerites*. Пришлифовка, хI. Скв. Дзербене, глубина 856,70 м; СIII.

Таблица XVIII

1. Строматолитовая прослойка. Пришлифовка, хI. Скв. Каагвере, глубина 246,10 м; F Ia.
2. Известняк со строматолитами. Пришлифовка, хI. Скв. Энгуре, глубина 923,50 — 923,60 м; F Ia.
3. Прерывистая строматолитовая корка на выступе поверхности перерыва в красноцветном среднеглинистом известняке. Пришлифовка, хI. Скв. Лаэва, глубина 294,0 м; V III.
4. Небольшой фрагмент строматолита на выступе поверхности перерыва. Пришлифовка, хI. Скв. Каагвере, глубина 332,20 м; V III.

Таблица XIX

1. Горизонтально микрослойчатый сгустково-псаммитовый известняк. Пришлифовка, хI. Скв. Энгуре, глубина 867,65 м; F II.
2. Сгустково-псаммитовый известняк с неясной горизонтальной микрослойчатостью, которая часто разрушена зарывающими организмами. Пришлифовка, хI. Скв. Энгуре, глубина 876,30 — 876,40 м; F II.

3. Горизонтальная микрослойчатость, обусловленная главным образом различиями в диаметре зерен (псаммит, зерна кварца, сгустки) слагающих известняк. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 871,00 м; FII.
4. Горизонтальная микрослойчатость, обусловленная различиями в гранулометрии частиц, слагающих известняк. Шлиф, х10. Скв. Охесааре, глубина 448,85 м; FII.
5. Горизонтальная микрослойчатость. Белые пятна — ходы илоедов. Пришлифовка, хI. Скв. Куузику, глубина 14,30 м; DIII O.
6. Горизонтальная микрослойчатость сильно разрушенная зарывающими организмами. Пришлифовка, хI. Скв. Роокюла, глубина 38,78 — 38,81 м; DIII O.

Таблица XX

1. Волнистая горизонтальная микрослойчатость. Шлиф, х10. Скв. Рапла, глубина 37,95 м; FISA.
2. Косая микрослойчатость, переходящая в горизонтальную. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 881,40 м; FII.
3. Косая слабоволнистая микрослойчатость. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 869,20 м; FII.
4. Косо-волнистая микрослойчатость, подчеркнутая темными пленками мергеля. Пришлифовка, хI. Скв. Адзе, глубина 828,50 м; FII.
5. Косая микрослойчатость. Верхняя поверхность снимка — поверхность ряби. Пришлифовка, хI. Обн. Саку, глубина 1,70 м; DIIIS.
6. Тонкослоистое чередование зернистого известняка и мергеля. В известняке (в левой стороне) прослеживается косая микрослойчатость. Пришлифовка, хI. Скв. Адзе, глубина 828,50 м; FII.

Таблица XXI

1. Средне- и тонкослоистое чередование известняка и мергеля. Пришлифовка, хI. Скв. Стури, глубина 1033,65 — 1033,75 м; CII.
2. Неясная тонко- и среднеслоистая волнистая текстура в слабоглинистом известняке. Наиболее широко распространенная текстура в северной зоне. Пришлифовка, хI. Скв. Вазалемма № 792, глубина 5,60 — 5,70 м; DIIIS.
3. Микрослоеватая глина. Текстура обусловлена сплюснутыми горизонтальными ходами зарывания. Пришлифовка, хI. Скв. Адзе, глубина 976,20 м; VI.

4. В верхней части прослеживается микрослоистое чередование известняка и мергеля. Нижняя часть — мелкодетритный тонкослоистый известняк. Пришлифовка, хI. Скв. Вазалемма № 36, глубина 3,75 — 3,83 м; DIIβV.

Таблица XXII

1. Сравнительно ясная линзовидно-комковатая текстура. Пришлифовка, хI. Скв. Йыгева, глубина 97,60 — 97,70 м; FIC.
2. Ясная линзовидно-комковатая текстура. Пришлифовка, хI. Скв. Йыгева, глубина 100,45 — 100,55 м; FIC.
3. Почти округлые комки слабоглинистого известняка (с неясными очертаниями) в известковом мергеле. Скв. Йыгева, глубина 89,80 — 89,90 м; FIC.
4. Неполные, частично радиально расходящиеся трещины усыхания. Нижняя поверхность слоя, хI. Скв. Стури, глубина 940,30 м; FII.

Таблица XXIII

1. Ясная полукомковатая текстура в скрытокристаллическом известняке. Пришлифовка, хI. Скв. Стури, глубина 971,00 — 971,10 м; FIC.
2. Полукомковатая текстура, обусловленная вертикальными и субвертикальными ходами зарывания. Пришлифовка, х0,8. Скв. Адзе, глубина 945,60 м; VII.
3. Нечеткая мелкая линзовидно-полукомковатая текстура. Пришлифовка, хI. Скв. Адзе, глубина 907,90 м; SIC.
4. Нечеткая полукомковатая текстура. Пришлифовка, хI. Скв. Энгуре, глубина 944,20 м; CII.

Таблица XXIV

1. Относительно четкая полукомковатая текстура с отдельными ясными комками. Пришлифовка, хI. Скв. Энгуре, глубина 995,30 — 995,40 м; VIII.
2. Нечеткая полукомковатая текстура в сильноглинистом известняке. Пришлифовка, хI. Скв. Стури, глубина 1040,18 — 1040,25 м; SIC.
3. Четкая полукомковатая текстура в чистом скрытокристаллическом известняке. Пришлифовка, хI. Скв. Стури, глубина 963,10 — 963,20 м; FIC.
4. Трещины синерезиса. Шлиф, х10. Скв. Энгуре, глубина 922,20 м; FIaS.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|----|
| Введение | 3 |
| 1. Сравнительная литологическая характеристика разре- за | 9 |
| 1.1. Нижний ордовик | 11 |
| 1.2. Средний ордовик | 17 |
| 1.3. Верхний ордовик | 18 |
| 2. Вещественно-минералогические особенности отложений двух структурно-фациальных зон | 20 |
| 2.1. Основные компоненты | 21 |
| 2.2. Минералогический состав | 22 |
| 2.2.1. Кальцит | 22 |
| 2.2.2. Доломит | 23 |
| 2.2.3. Сульфиды | 25 |
| 2.2.4. Окислы железа | 26 |
| 2.2.5. Глауконит | 28 |
| 2.2.6. Фосфаты | 31 |
| 2.2.7. Глинистые минералы | 33 |
| 2.2.8. Керогены и битумы | 35 |
| 3. Структурные особенности отложений двух структурно- фациальных зон | 39 |
| 3.1. Карбонатная основная масса | 39 |
| 3.2. Вторичный (заполняющий поры) кальцит | 42 |
| 3.3. Сгустки | 43 |
| 3.4. Оолиты | 45 |
| 3.5. Обломочный карбонатный материал | 54 |
| 3.6. Терригенный компонент | 57 |
| 4. Сравнительное изучение органогенно-обломочного мате- риала в отложениях двух структурно-фациальных зон | 63 |
| 4.1. Содержание детрита | 63 |
| 4.2. Морфология | 65 |
| 4.3. Микротекстуры | 70 |
| 4.4. Вторичные изменения | 72 |
| 4.5. Групповой состав | 79 |
| 4.5.1. Водоросли | 79 |
| 4.5.2. Трилобиты | 81 |
| 4.5.3. Иглокожие | 83 |
| 4.5.4. Брахиоподы | 84 |
| 4.5.5. Мшанки | 85 |

| | |
|--|-----|
| 4.5.6. Остракоды | 86 |
| 4.5.7. Моллюски | 87 |
| 4.5.8. Разные (varia) | 88 |
| 4.5.9. Неопределяемые остатки (indeterminata) | 89 |
| 4.6. Шламовый материал | 90 |
| 4.7. О генезисе органогенно-обломочного материала | 91 |
| 4.8. Скопления цельнораковинного (биоморфного) материала | 92 |
| 4.9. Строматолиты и онколиты | 93 |
| 5. Текстурные особенности отложений двух структурно-фациальных зон | 100 |
| 5.1. Текстуры внутрипластовые | 100 |
| 5.1.1. Слоистые текстуры | 100 |
| 5.1.2. Комковатые текстуры | 108 |
| 5.1.3. Синерезис | 112 |
| 5.2. Текстуры поверхностей напластования | 113 |
| 5.2.1. Абиогенные текстуры | 113 |
| 5.2.2. Биогенные текстуры | 128 |
| Заключение | 134 |
| Литература | 135 |
| Põhja- ja Kesk-Baltikumi ordoviitsiumi karbonaatkivimite võrdlev litoloogia. Resüme | 146 |
| Comparative lithology of the ordovician carbonate rocks in the northern and middle east baltic. Summary | 147 |
| Таблицы I — XXIV | 153 |

Академия наук Эстонской ССР. Институт геологии. Лембит Пылма. Сравнительная литология карбонатных пород ордовика Северной и Средней Прибалтики. На русском языке. Редактора А. Войтк и У. Алас. Художественный редактор Ю. Мейстер. Технический редактор К. Куулманн. Корректоры С. Нурм и М.-М. Матси. ИБ № 3395.

Сдано в набор 05.09.81. Подписано в печать 23.10.82. МВ-63757. Формат бум. 60x84/16. Типографская бумага № 2. Гарнитура Сенчери. Офсетная печать. Текст набран в издательстве на наборно-пишущей машине. Усл. печ. л. 9,53 + 1,39 (вклейки). Усл. кр.-отт. 10,92 Уч. изд. л. 11,38. Тираж 600. Заказ № 4473. Цена 2 руб. Заказное. Издательство "Валгус", 200090 Таллин, Пярнуское шоссе, 10. Типография "Пярнутрүкк", 203600 Пярну, ул. Хоммику, 4.

Замеченные опечатки

| Страница | Строка | Напечатано | Должно быть |
|----------|-----------|-----------------------|----------------------------------|
| 12 | 9 сверху | тыравереская | тыревереская |
| 12 | 12 сверху | рзаская | рёаская |
| 12 | 1 снизу | паэньская | паэкнаская |
| 14 | 12 сверху | VIII ^b | VIII ^γ |
| 14 | 2 снизу | VIII ^{βV} | VIII ^β U |
| 15 | 1 снизу | хуннебергский | хуннебергский V _{1a} |
| 18 | 17 сверху | аргидлитов | аргиллитов |
| 46 | 4 сверху | обоадают | обладают |
| 46 | 5 сверху | рационально-лучистым | радиально-лучистым |
| 49 | 6 сверху | VII ^{βV} | VIII ^{βV} |
| 106 | 14 снизу | пока не установлены | пока установлены |
| 120 | 14 снизу | прерывистая и неясная | прерывистые и неясные |
| 146 | 19 сверху | karogeeni | kerogeeni |
| 150 | 21 сверху | (biomorphis) | (biomorphic) |
| 164 | 25 сверху | east baltic | East Baltic |

На стр. 10 переставлены 3 и 5 строки снизу.

На стр. 44 переставлены 23 и 24 строки сверху.

На стр. 59 в объяснении к рис. 8 пропущено: 2 — переходная полоса (скважины Лаэва, Ныва, Каагвере, 25 анализов).

