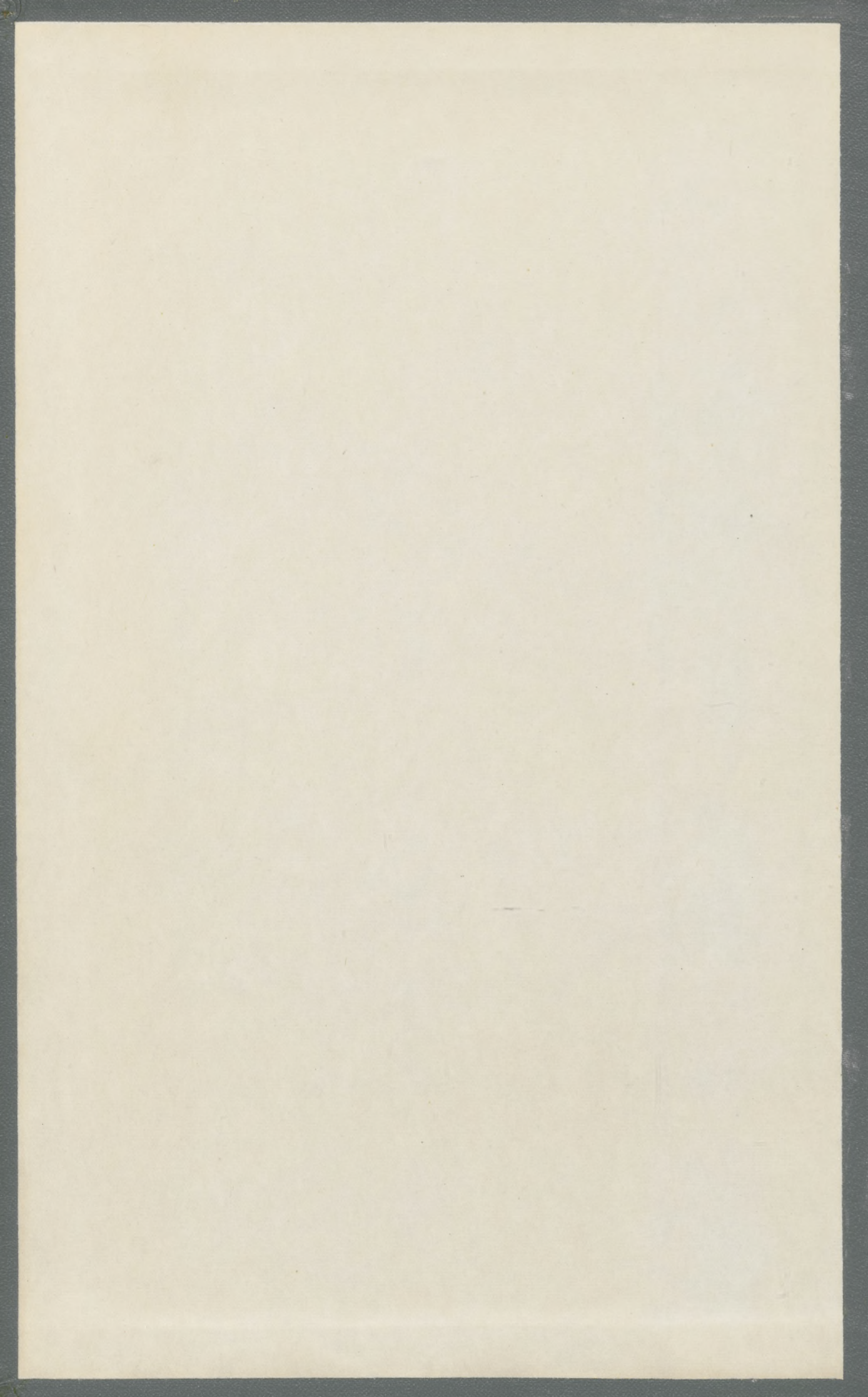




ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ АН ЭССР

УТВЕРЖДАЮ:

Директор Института геологии
АН ЭССР



Д.Л. Калё Д.Л. КАЛЁ

"28." февраля 1977 г.

Инв. № _____

№ гос. регистрации
71077372

О Т Ч Ё Т

по теме: Фациальные модели среднеордовикских и
ллановериийских бассейнов Прибалтики

Х.А. Вийдинг

Х.А. ВИЙДИНГ

Зам. директора по научной
работе, канд. геол.-мин. н.,
доцент

Э.Р. Клааманн

Э.Р. КЛААМАНН

Зав. сектором биостратигра-
фии, канд. геол.-мин. н.,
с. н. с.

Л.И. Сарв

Л.И. САРВ

Зав. сектором микропа-
леонтологии, канд. геол.-
мин. н., с. н. с.

Д.Л. Калё

Д.Л. КАЛЁ

Руководитель темы, канд.
геол.-мин. н., с. н. с.

Р.М. Мянниль

Р.М. МЯННИЛЬ

Руководитель темы, доктор
геол.-мин. н., с. н. с.

Таллин, 1976

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Н е с т о р В. В., мл. научн. сотр. (Часть вторая.
Главы III, У)

Н е с т о р Х. Э., ст. научн. сотр., канд. геол.-
мин. н., ст. н. с. (Часть вторая. Глава I)

П ы л м а Л. Я., мл. научн. сотр., канд. геол.-мин.
н., мл. н. с. (Введение. Часть первая. Главы II,
У. Часть вторая. Глава VI. Итоги)

Х и н т с Л. М., мл. научн. сотр., канд. геол.-мин.
н., мл. н. с. (Часть первая. Главы II - У)

Э й н а с т о Р. Э., мл. научн. сотр. (Введение.
Часть вторая. Главы I - VI. Итоги)

РЕФЕРАТ

Нестор В. В., Нестор Х. Э., Пилма Л. Я., Хинте Л. М.,
Эйнасто Р. Э. Фациальные модели среднеордовикских и лlando-
верийских бассейнов Прибалтики. (ЦНА АН Эст.ССР, ФИГ).

Работа Института геологии АН ЭССР.

На изученных среднеордовикских профилях проведена стра-
тиграфическая корреляция отложений, детально изучен макро- и
микролитологический состав пород и их изменения, определена
ценность и применимость отдельных литологических признаков
для фациального моделирования, при помощи ЭВМ установлены
характерные биофации макрофауны, изучены их изменения по про-
филям, проведен сравнительный анализ распределения макрофау-
ны и детрита. В результате выполненных работ разработаны две
фациальные модели для среднеордовикского бассейна Северной и
Средней Прибалтики. Первая из них характеризует специфику
осадконакопления в ранне-средневирусской эпохи ($S_{Ia} - D_{II}^{\alpha}$),
а вторая - верхневирусской эпохи ($D_{II}^{\beta} - E$).

В результате комплексного изучения литологии и кисло-
устойчивых микрофоссилий лlandoверийских отложений по опор-
ному профилю выделены основные фациальные типы разрезов,
проведена их корреляция, прослежены фациальные изменения по
узким стратиграфическим интервалам, разработаны две фациаль-
ные модели для периконтинентального типа бассейнов. Одна из
них общая для силурийского периода, другая отражает специ-
фику стадий накопления чистых известковых илов лlandoверий-

ского века. Дана оценка действительности разработанных моделей в разных этапах развития Палеобалтийского бассейна.

Текст 299 стр., табл. 10, фототабл. 8, рис. 52,

библ. 149.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Л. Пылма, Р. Эйнасто)	7
Часть первая. Среднеордовикские модели.	
Глава I. Обоснование расчленения и сопоставления среднеордовикских отложений (Л. Хинтс) .	16
I.1. Расчленение и сопоставление разрезов на профиле Кыргессааре-Пагари	18
I.2. Расчленение и сопоставление разрезов на профиле Рапла-Кандава	32
Глава II. Литологическая характеристика средне- ордовикских отложений на изученных про- филях (Л. Пылма)	50
Глава III. Макрофаунистическая характеристика среднеордовикских отложений (Л. Хинтс) .	90
Глава IV. О количественной характеристике распре- деления среднеордовикской макрофауны (Л. Хинтс)	134
Глава V. Фациальные модели послетремадовских ор- довикских отложений Северной и Средней Прибалтики (Л. Пылма, Л. Хинтс)	143
Таблицы (I - 7)	159
Литература	166
Часть вторая. Ландоверийские модели	
Глава I. Общая фациально-седиментологическая мо- дель силурийского Палеобалтийского бас- сейна (Х. Нестор, Р. Эйнасто)	174

I.1. Фациально-седиментологическая модель бассейна	178
I.2. Характеристика фациальных зон	181
Глава II. Основные типы разрезов (Р. Эйнасто).	206
Глава III. Обоснование корреляции (В. Нестор, Р. Эйнасто).	213
III.1. Корреляционные подразделения лlandoверийского разреза по хитинозоям	213
III.2. Уточнение некоторых стратиграфических границ на основе цикличности	219
Глава IV. Литофациальная характеристика лlandoверийских отложений (Р. Эйнасто).	229
IV.1. Юрусский горизонт (G_{1-2})	229
IV.2. Райккюлаский горизонт (G_3)	242
IV.3. Адавереский горизонт (H)	251
Глава V. Особенности фациальных моделей в разных этапах развития бассейна в лlandoверийском веке (В. Нестор, Р. Эйнасто)	260
Глава VI. К сравнению ордовикских и силурийских фациальных моделей Палеобалтийского бассейна (Л. Пылма, Р. Эйнасто)	275
Итоги (Л. Пылма, Р. Эйнасто)	286
Литература	290
Таблицы I - VIII	

ВВЕДЕНИЕ

На современном этапе изучения эпи- и пери-континентальных отложений геологического прошлого рядом с общеизвестными методами исследования (стратиграфическое, фаунистическое, палеогеографическое, палеоэкологическое и др.) широко внедряется моделирование процессов осадконакопления. Созданные при этом фациальные модели наиболее четко передают лито- и био-фациальное разнообразие на первый взгляд довольно однородных карбонатных пород, образованных в этих бассейнах. Они также должны обобщенно отражать специфику образования и взаимоотношения основных фаций. Фациальные модели сравнительно хорошо изученного Балтийского древнепалеозойского бассейна позволяют лучше опознавать закономерности размещения и генезиса здесь уже известных полезных ископаемых, и содействуют открытию их в других менее изученных регионах с аналогичными фациальными условиями.

Цель данной темы разработать фациальные модели для среднеордовикских и лландоверийских отложений Северной и Средней Прибалтики по конкретным профилям.

Объектом исследования по ордовикской части темы послужили сравнительно небольшой и выдержанной мощности (см. рис. 2) среднеордовикские карбонатные отложения Северной и Средней Прибалтики. Выбор среднего ордовика основывается на высокой степени изученности его фауны и отложений, а также на том

факте, что со среднеордовикскими отложениями Северной Прибалтики связано крупное месторождение кукерситов занявшее одно из наиболее видных мест среди платформенных полезных ископаемых ордовикского периода.

По сравнению с многими другими районами распространения силурийских отложений, лландоверийский разрез Северной Прибалтики отличается сравнительной стратиграфической полнотой, большим набором разнофациальных отложений, обильной раковинной фауной в карбонатных отложениях и граптолитовой фауной в аргиллитах. Благодаря наличию относительно густой сети буровых скважин и детально разработанной стратиграфии имеется возможность прослеживать последовательные фациальные изменения отложений, изменения в составе фауны по всему фациальному профилю палеобассейна и обосновать корреляцию разнофациальных отложений бассейна наиболее комплексно, что является необходимой предпосылкой любых фациальных реконструкций, тем более разработки фациальных моделей бассейна.

Для изучения среднеордовикских отложений в целях создания фациальной модели были выбраны два профиля. Первый (I—I) профиль (скв. Кыргессааре, Хаапсалу, Рапла, Савала, Пагари) проходит параллельно предполагаемой оси Северо-Эстонского прогиба, в непосредственной близости от нее (рис. 1 и 2). Второй (II—II) профиль (скв. Рапла, Пярну, Энгуре, Кандава) с западной части Северо-Эстонского прогиба направлен через переходную полосу в наиболее погруженную часть Елгавского прогиба (рис. 1 и 2).

На изученных среднеордовикских профилях проведена стратиграфическая корреляция среднеордовикских отложений, де-

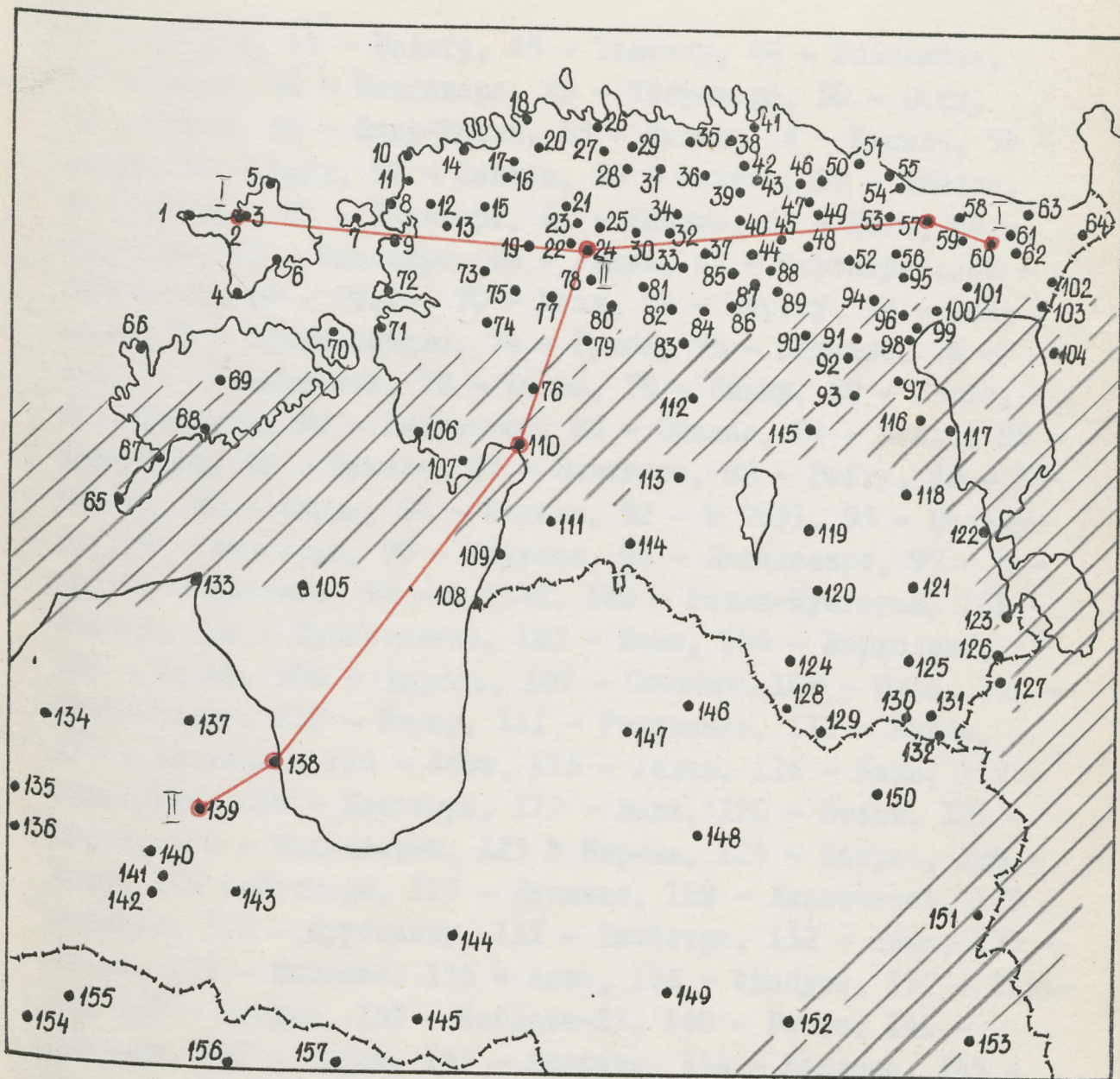


Рис. I. Карта расположения буровых скважин.

I - Кахала, 2 - Кыргессааре, 3 - Курису, 4 - Эммасте, 5 - Тахку-на, 6 - Орьяку, 7 - Хулло, 8 - Ноароотси, 9 - Хаапсалу, 10 - Пысаснеа, II - Ригульди, 12 - Сельякюла, 13 - Паливере, 14 - Вихтерпалу, 15 - Калдамяэ, 16 - Муналаскме, 17 - Румму, 18 - Кейла-Йоа, 19 - Ваймийза, 20 - Кейла, 21 - Хагери, 22 - Оэла, 23 - Лоху, 24 - Рапла, 25 - Хяргла, 26 - Ласнамяги, 27 - Ассаку, 28 - Сели, 29 - Саха-Соо, 30 - Хабая, 31 - Парила, 32 - Арду, 33 - Мустла, 34 - Ветла, 35 - Кийу, 36 - Пиллапалу, 37 - Ярва-Мадисе, 38 - Кемба, 39 - Лехтсе, 40 - Амбла, 41 - Илумяэ, 42 - Суру,

43 - Палаоя, 44 - Ваянгу, 45 - Тамсалу, 46 - Ванамыйза, 47 - Тьрма, 48 - Пандивере, 49 - Коэравере, 50 - Эссу, 51 - Кунда, 52 - Виру-Роэла, 53 - Ухтна, 54 - Кесила, 55 - Азери, 56 - Туду, 57 - Савала, 58 - Кохтла, 59 - Кийкла, 60 - Пагари, 61 - Раусвере, 62 - Кайдма, 63 - Вока, 64 - Мустайне, 65 - Охесааре, 66 - Ундва, 67 - Каугатума, 68 - Кингисепп, 69 - Эйкла, 70 - Муху, 71 - Виртсу, 72 - Кийдева, 73 - Ристи-Майдла, 74 - Румба, 75 - Паэкюла, 76 - Арэ, 77 - Лихувески, 78 - Кэава, 79 - Кынну, 80 - Лелле, 81 - Вахасту, 82 - Пийуметса, 83 - Эйамаа, 84 - Пайде, 85 - Ярва-Яани, 86 - Кахала, 87 - Эллавере, 88 - Райгу, 89 - Камарику, 90 - Кярде, 91 - Садала, 92 - № 7031, 93 - Паламузе, 94 - Веневере, 95 - Круусоя, 96 - Энниксааре, 97 - Ко-зе, 98 - Муствэз, 99 - № 7042, 100 - Ранна-Пунгерья, 101 - Йизаку, 102 - Кувингакюла, 103 - Яама, 104 - Верхоляне, 105 - Рухну, 106 - Варола, 107 - Селисте, 108 - Икла, 109 - Хяэдемеэсте, 110 - Пярну, 111 - Ристикюла, 112 - Выхма, 113 - Вильянди, 114 - Абья, 115 - Лаэва, 116 - Ныва, 117 - Алатскиви, 118 - Каагвере, 119 - Элва, 120 - Отепя, 121 - Пылва, 122 - Мехикоорма, 123 № Вярска, 124 - Карула, 125 - Виру, 126 - Петсери, 127 - Декшино, 128 - Лаанеметса, 129 - Мынисте, 130 - Луутснику, 131 - Тсийстре, 132 - Хино, 133 - Колка, 134 - Пилтене, 135 - Адзе, 136 - Айзпите, 137 - Тальси, 138 - Энгуре, 139 - Кайдава-25, 140 - Ремте, 141 - Блидене, 142 - Стури, 143 - Виесате, 144 - Балдоне, 145 - Бауска, 146 - Стренчи, 147 - Валмиера, 148 - Дзербене, 149 - Плявиняс, 150 - Алуксне, 151 - Балтинава, 152 - Аташиене, 153 - Лудза, 154 - Салантай, 155 - Ренава, 156 - Шакиняй, 157 - Крюкяй.

Штриховкой показана переходная полоса между северной и осевой структурно-фациальными зонами (по Пылма, 1975). Красным обозначены профили I - I и II - II.

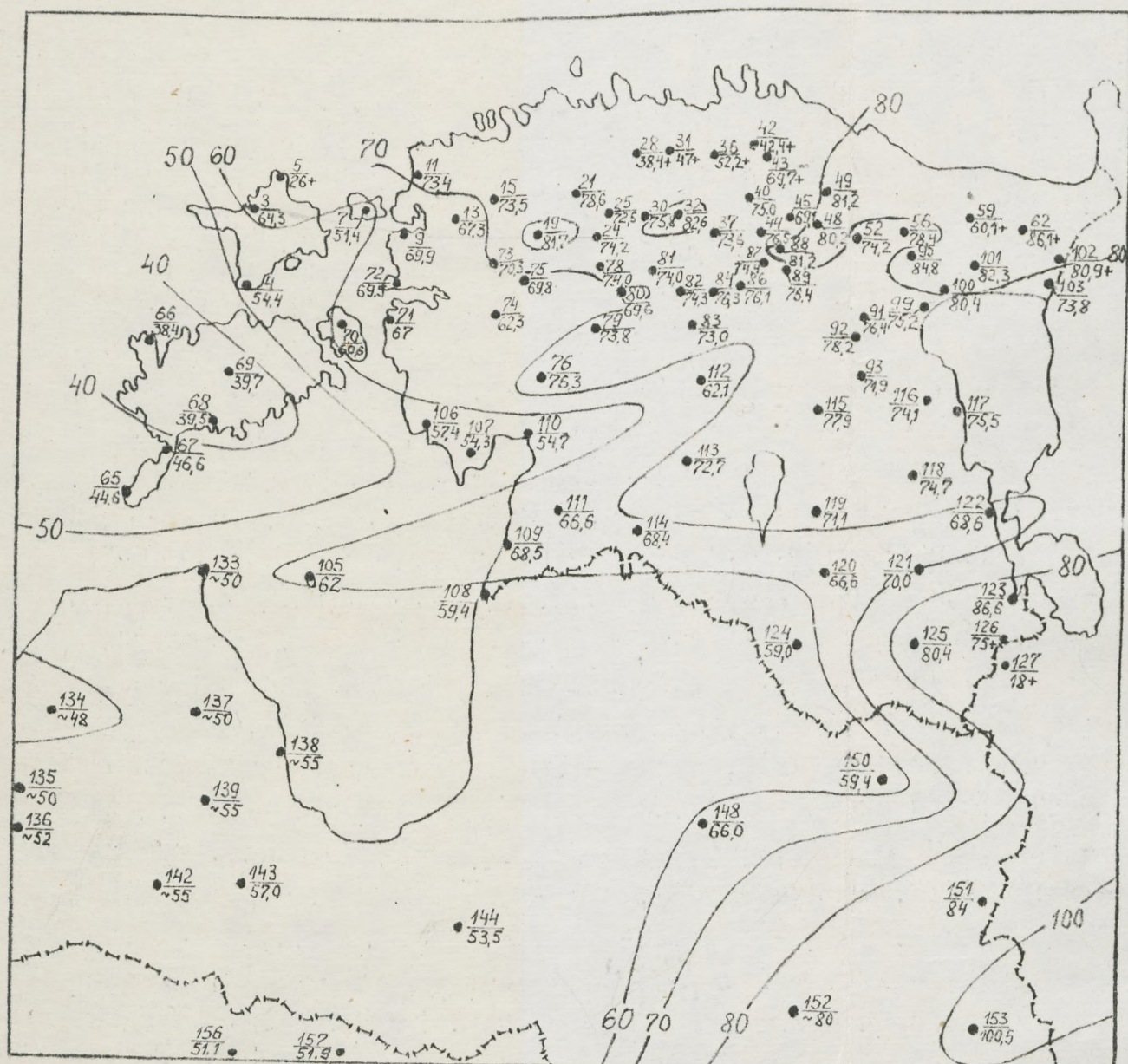


Рис. 2. Карта Мощности^с среднеордовикских отложений.
В числителе порядковый номер скважины (см. рис. I), в знаменателе — мощность, в метрах.

тально изучен макро- и микролитологический состав пород и их изменения, определена ценность и применимость отдельных литологических признаков для фациального моделирования, при помощи ЭВМ установлены характерные биофашии макрофауны, изучены их изменения по профилям, проведен сравнительный анализ макрофауны и детрита.

Основной фациальный профиль лландоверийских отложений северного борта палеобалтийского бассейна выбран по линии скважин Пуску-Азукюла-Кийдева-Кирикукюла-Паатсалу-Варбла-Селисте-Хяздемаэсте-Икла и дальше через Стайцеле до Нитауре в Средней Латвии (рис.44) с таким учетом, чтобы прослеживать фациальные изменения вкrest общей зональности через район с наибольшей стратиграфической полнотой разреза, где набор отложений также более разнообразный и породы мало затронуты вторичными процессами, в частности, доломитизацией.

Общая длина детально исследованного керна в 10 скважинах основного профиля составляет 1166 погонных метров. Выход керна указанных скважин в лландоверийской части разреза почти полный, сохранность хорошая, что позволило их изучить комплексно с особой подробностью.

Для обоснования корреляции основной упор сделан на изучение хитинозой. Разрезы для микропалеонтологического опробования выбраны с таким учетом, чтобы фациально разные типы разрезов (см. Вторая часть, II глава) были представлены наименее одним полным разрезом: скв. Крикукюла — самый северный полный разрез лландоверийских отложений, характеризующий фациальные комплексы при выходной полосе (матсалуский тип разрезов); скв. Варбла — переходной разрез в Южно-Эстонский прогиб (тис-

тамааский тип разреза), скв. Хяэдемээсте – самый северный из разрезов в Южно-Эстонском прогибе, скв. Икла – стратотипический разрез для саардеской свиты, центральный в Южно-Эстонском прогибе (каблиский тип разрезов), и скв. Нитауре – самый северный полный разрез лландоверийских глубоководных отложений с граптолитами (средне-латвийский тип разрезов).

В данном отчете по лландоверийской части темы, главное внимание уделено фациальным изменениям в бортовой части бассейна, от мелководных шельфовых разнообразных карбонатных отложений к более глубоководным карбонатно-терригенным отложениям, образовавшимся за пределами стабильного шельфа (Нестор, Эйнасто, 1976). Из этой части профиля бассейна (от Кирикукла до Икла) имеется наиболее богатый оригинальный фактический материал.

Южнее в нашем распоряжении очень скудный материал. Между (120 км) имеется только одна скважина скв. Икла и Нитауре (Стайцэле), стратиграфическое подразделение и общий литологический состав отложений которой (Ульст, 1973) учтены в данной работе.

Поэтому фациальный переход от илистых карбонатных и карбонатно-терригенных отложений к типичным граптолитовым аргиллитам характеризуется недостаточно. Сопоставить мощные илистые карбонатные отложения (скв. Икла) с тонкотерригенными граптолитовыми аргиллитами (скв. Нитауре) удалось только на уровне свит, основываясь на данные распространения хитинозой и граптолитов (см. Вторая часть, глава III).

В течение ордовикского и силурийского периодов сходные фациальные зоны в разных этапах развития Палеобалтийского бассейна были заняты разными типами отложений. Из всего набо-

ра зон (см. Кальо, 1970, Эйнасто, Нестор, 1973, Нестор, Эйнасто, 1976) выпадает то одна, то другая зона (отмельная, лагунная) или отложения в соседних зонах по составу, структурно-текстурным особенностям и фауне близкие, будто образуют лишь одну зону (например, афанитовые известняки саардеской свиты).

Таким образом, общая фациальная модель Палеобалтийского бассейна не может отражать фациальные особенности всех этапов развития бассейна с одинаковой полнотой. По этим причинам для среднего ордовика разработаны две фациальные модели, а для лландоверийского века, кроме общей силурийской модели (Нестор, Эйнасто, 1976), создана еще частная модель к этапам широкого распространения в бортовой части бассейна чистых известковых илов райккюлаского времени. Последняя отражает, на наш взгляд, специфику образования аналогичных отложений также в позднем ордовике.

Из выбранных для исследования скважинах был изучен керн среднего ордовика общей длиной около 520 погонных метров. Общее количество образцов, отобранных для изучения макрофауны, более 1800, при этом средний интервал опробования для всех изученных кернов скважин составляет 0,22 м. Для литологического изучения отобрано около 400 образцов, из которых детально количественному изучению подвергались шлифы из около 250 образцов. В лабораториях Института геологии АН ЭССР сделано 182 сокращенных химических анализа и определен гранулометрический спектр нерастворимого остатка из 77 образцов. При составлении лландоверийской части отчета использованы 235 химических анализов, 90 определений гранулометрического состава

нерастворимого остатка, 540 пришлифовок и 180 шлифов.

Авторы отчета приносят искреннюю благодарность руководителям темы Д.Кальо и Р.Мяннилю, заведующим секторов Э.Клааману и Л.Сарву за ценные консультации и советы, М.Рубелю за оказанную инициативу и помощь при обработке материалов отчета на ЭВМ, А.Мийделю за организационную помощь и поддержку, Э.Юргенсон и Э.Кала за предоставленную возможность пользоваться полевыми описаниями лландоверийских разрезов скв. Нитауре, Нурме, Кихну, Рухну, Эйкла, Мурика и Муху. Авторы также признательны химикам Л.Сяга и Л.Арро, лаборанту А.Вилиппус, ст. технику Ю.Кестлане, технику Л.Шалтене и лаборанту Д.Марк за безупречную работу. Авторы считают своим долгом выразить благодарность Н.Веске, Э.Касеорг, Я.Нылвак и А.Сыстер оказавшим им помощь в окончательном оформлении отчета.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ МОДЕЛИ

Глава I. ОБОСНОВАНИЕ РАСЧЛЕНЕНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЯ СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вопросы расчленения и сопоставления среднеордовикских (вирусских) отложений в разрезах скважины на профилях Кыргызсааре — Пагари (профиль I—I) и Рапла — Кандава (профиль II—II) затронуты в работах А. Рымусокса (1970) (скв. Кыргызсааре, Рапла, Савала), П. Вингисаара (1971) (скв. Хаапсалу), Л. Пылма (1972а,б) (скв. Рапла, Энгуре), Э. Калла, К. Менс и Л. Упдритс (1962) (скв. Пярну) и Р. Мяниля (1966, 1976) (скв. Пярну, Савала, Кандава-25). Несмотря на то, что разрезы рассматриваемых профилей стратиграфически относительно хорошо изучены, необходимо обоснование их расчленения, так как в ходе изучения макро- и микрофауны, проведенного в рамках настоящей работы, уточнены объемы и границы ряда стратиграфических подразделений. Кроме того, в большинстве указанных выше работ приведено относительно мало данных или вообще отсутствует информация о среднеордовикской макрофауне.

Проблемы стратиграфии, связанные с разрезами на профиле Кыргызсааре — Пагари, несколько отличны от проблем, связанных с разрезами на профиле Рапла — Кандава. В разрезах на первом профиле средний ордовик представлен только отложениями внутренней подзоны Восточно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны (северной структурно-фациальной зоны; см. Пылма, 1967а). Расчленение и сопоставление рассматриваемых разрезов, охватываю-

щих отложения одной и той же фациальной подзоны, не связано с существенными трудностями. Разрезами на профиле Рапла-Кандава охвачены среднеордовикские отложения внутренней (северной фациальной зоны) и внешней (переходной полосы, см. Пылма, 1976б) подзон Восточно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны, а также отложения Западно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны (осевой зоны; см. Пылма, 1967а, см. рис. 2). Четкие литологические и фаунистические различия между разрезами разных фациальных зон затрудняют не только их сопоставления, но и в некоторых случаях достаточно обоснованное выделение горизонтов.

Имея в виду цели настоящей работы авторы считают достаточным рассмотрение вопросов стратиграфии по горизонтам, не затрагивая вопросов выделения и сопоставления отдельных подразделений в пределах горизонтов. При сопоставлении разрезов разных структурно-фациальных зон Балтийского бассейна в качестве основы принята стратиграфическая схема принятая Р. Мянилем (1966). Учен^ы/также некоторые новые аспекты корреляции, отражающиеся в стратиграфической схеме, принятой Пленумом региональной стратиграфической комиссии в 1976 году в г. Вильнюсе.

При расчленении среднеордовикских отложений (в объеме по Р. Мянилю, 1966) в изученных разрезах учтены помимо макрофаунистических и литологических критериев данные о распространении кислотоустойчивых микрофоссилий, изученных Р. Мянилем. Последние имеют наибольшую роль при расчленении нижневирских отложений, которые в разрезах скважин слабо охарактеризованы макрофауной. Кроме того, среднеордовикские отложения разреза скв. Пагари макрофаунистически не изучены и расчленение проведено по литологическим критериям.

I.I. Расчленение и сопоставление разрезов на профиле Кыргесааре-Пагари

Разрезы на профиле Кыргесааре-Пагари располагаются в пределах Северной Эстонии, где стратиграфия ордовикских отложений изучена наиболее детально, по сравнению с остальными районами Прибалтики. Основные принципы расчленения и сопоставления средне-ордовикских отложений Северной Эстонии изложены в наиболее полном виде в работе А. Рымусокса (1970).

Азериский горизонт (C_{1a}). В разрезах профиля I-I низы среднего ордовика представлены комплексом оолитовых известняков, мощность которых постепенно увеличивается в восточном направлении. (В скв. Кыргесааре мощность этого комплекса 0,6 м, в скв. Савала - 3,5 м). В Западной Эстонии, в том числе в разрезах скв. Кыргесааре и Хаапсалу комплекс оолитовых известняков выделен (главным образом на основе литологических критериев) некоторыми авторами в качестве азериского горизонта (см. Рымусокс, 1970, с. 33; Вингисаар, 1971, рис.). По данным Р. Мяниля в разрезе скв. Кыргесааре оолитовые известняки (в интервале 87,65 - 86,15 м) включают кислотоустойчивые микрофоссилии, позволяющие сопоставлять их с нижней частью ласнамягиского горизонта стратотипических разрезов. Оолитовые известняки в разрезе скв. Хаапсалу (в интервале 144,1 - 145,0 м) микрофаунистически не изучены и они выделены условно в качестве азериского горизонта. Не исключена возможность, что дальнейшие исследования микрофауны дадут основание для сопоставления некоторой части оолитовых известняков разреза скв. Хаапсалу с таковыми разреза скв. Кыргесааре.

В разрезе скв. Рапла в качестве азериского горизонта выделен макрофаунистически слабо охарактеризованный комплекс оолитовых известняков (в интервале 180,1–182,5 м). Находка трилобита *Remopleurides* sp. (0,6 м выше основания оолитовых известняков) является единственным более или менее достоверным показателем среднеордовикского возраста нижней половины отмеченного интервала, рассматриваемой некоторыми авторами (Рымусокс, 1970, с. 33; Мяги, 1971) в составе нижнего ордовика.

Скважина Савала располагается в районе стратотипических разрезов кундаского и азериского горизонтов и выделение последнего горизонта в отмеченном разрезе не связано с особыми трудностями. Заслуживает внимания то, что в скв. Савала, как и разрезах карьера Лиганузе и скв. Раусвере, располагающихся недалеко от первого, отсутствуют отложения с белыми оолитами, по подше которых условно проводится верхняя граница азериского горизонта в большинстве северо-эстонских разрезов.

Ласнамягиский горизонт (C_1^b) выделен в разрезах рассматриваемого профиля или по кислотоустойчивым микрофоссилиям (скв. Кыргессааре, Савала) или по литологическим критериям (в скв. Хаапсалу, Рапла). Среди макрофауны ласнамягиского горизонта можно отметить лишь находки руководящего для горизонта вида *Christiania oblonga* (Pander) (в скв. Кыргессааре, Рапла). В стратотипическом разрезе этот вид встречен ниже доломитизированного известняка совместно с *Illeenus schroeteri* (Schlothheim), *Lituites* sp. и др. (см. Рымусокс, 1970; рис. II, табл. 4).

Верхняя граница ласнамягиского горизонта считается Р. Мянилем (1976, с. 107) по граптолитам одним из лучших корреляционных уровней во всем разрезе ордовика Прибалтики. Граница

между ласнамягиским и ухакусским горизонтами проводится им по основанию слоев с *Gymnorgaptus linnarssoni* (Moberg) в верхней половине которых встречается *Xenazaphus devexus devexus* (Bichw.) (см. Мяниль, 1976; рис. 2; ср. Рыбусокс, 1970, рис. II). Но надо отметить, что без специальных исследований распространения граптолоидей, верхнюю границу ласнамягиского горизонта можно провести в разрезах буровых скважин часто лишь условно (как в скв. Хаапсалу). В разрезах скв. Кыргессааре, Рапла, и Савала граница между ласнамягиским и ухакусским горизонтами проведена по четкой поверхности перерыва (соответственно на глубинах 83,90 м, 175,9 м и 44,1 м), которая практически совпадает с уровнем исчезновения характерных ласнамягискому горизонту видов кислотоустойчивых микрофоссилий.

Ухакусский горизонт (C₁-с). В рассматриваемых разрезах ухакусский горизонт более богат макрофауной, чем нижележащие горизонты, но достоверные критерии для разграничения горизонта отсутствуют. Только в скв. Савала, располагающейся в сланцевом бассейне, верхняя граница горизонта проводится однозначно по подошве промышленной пачки (слоя А кукерсита). Этот уровень коррелируется на основе кислотоустойчивых микрофоссилий, с подошвой комплекса отложений с многочисленными поверхностями перерыва на глубине 80,95 м в скв. Кыргессааре и на глубине 167,9 м в скв. Рапла. В последней скважине выше отмеченного уровня содержание кукерсита в породе увеличивается. То же отмечается в скв. Хаапсалу, где граница между ухакусским и кукрузеским горизонтами проводится по поверхности перерыва на глубине 136,5 м. Данные о распространении представителей макрофауны в ухакусском горизонте приведены на рисунках 3 - 6. Во всех разрезах рассматриваемого профиля заслужи-

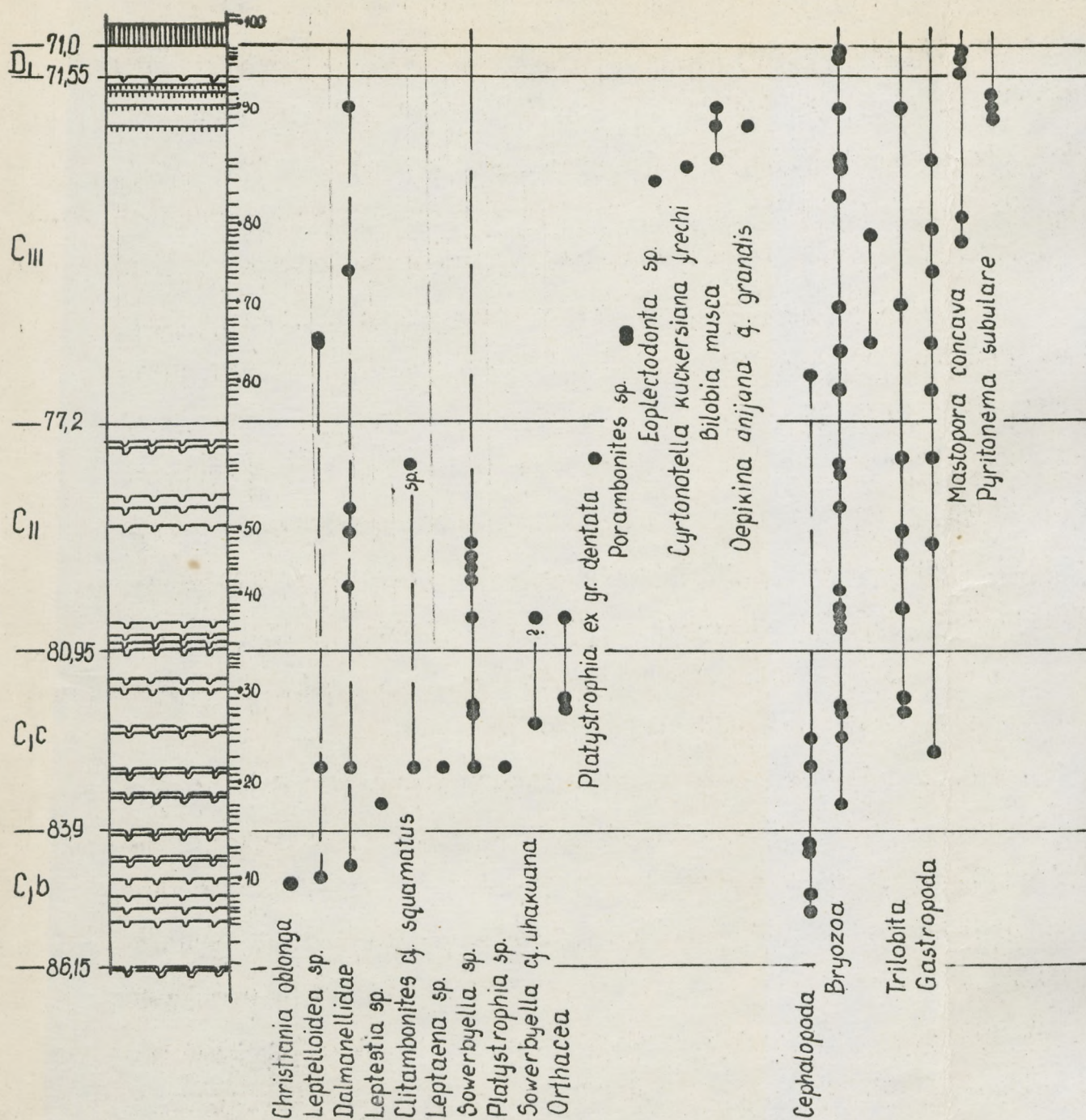


Рис.3. Распространение представителей макрофауны и флоры в нижне- и средневируских отложениях разреза скважины Кыргесаре.

Справа от колонки обозначены места отбора образцов и их порядковые номера.

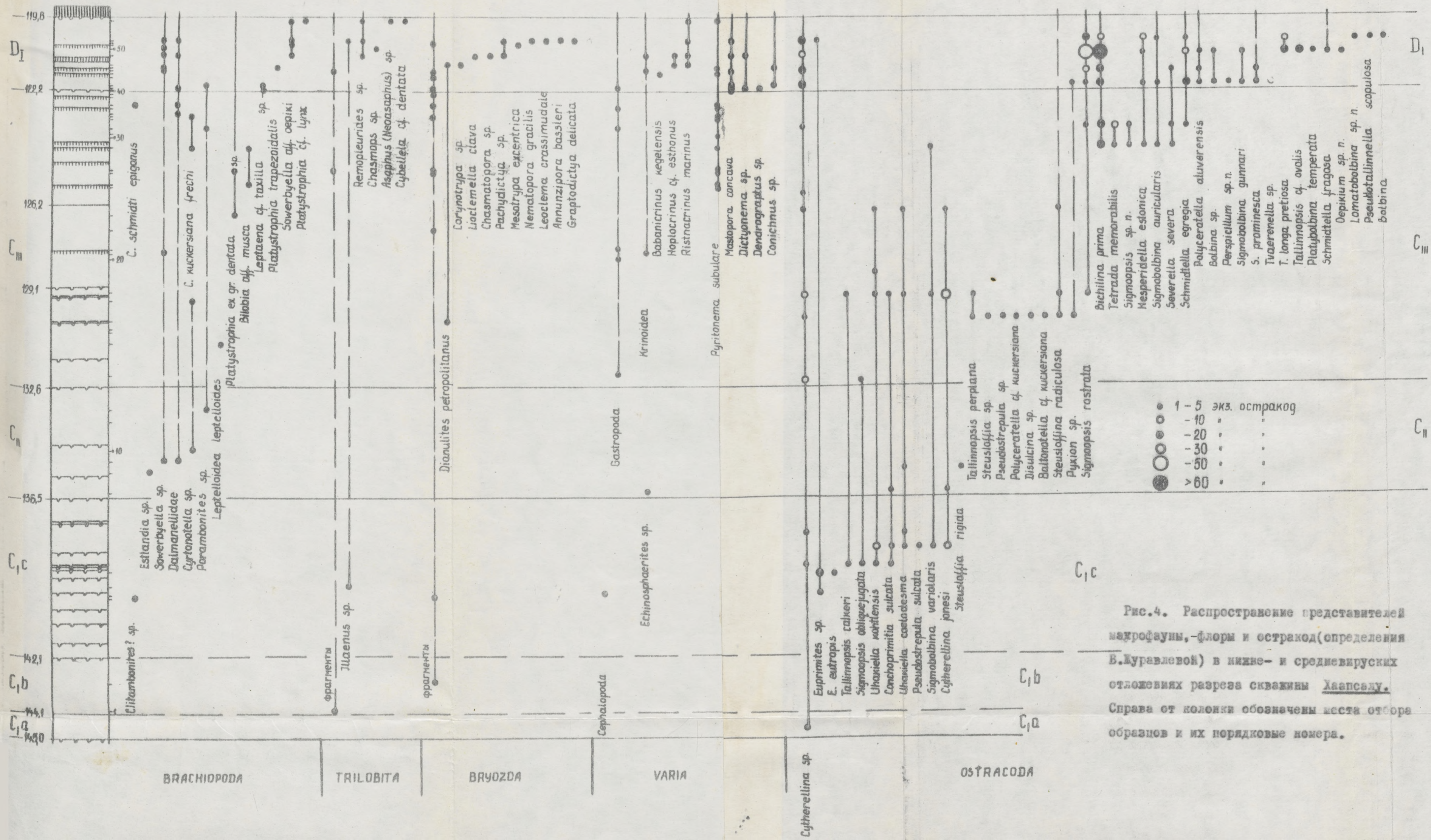


Рис. 4. Распространение представителей макрофауны, флоры и остракод (определения В. Журавлевой) в нижне- и средневируских отложениях разреза скважины Лаапсаду. Справа от колонки обозначены места отбора образцов и их порядковые номера.

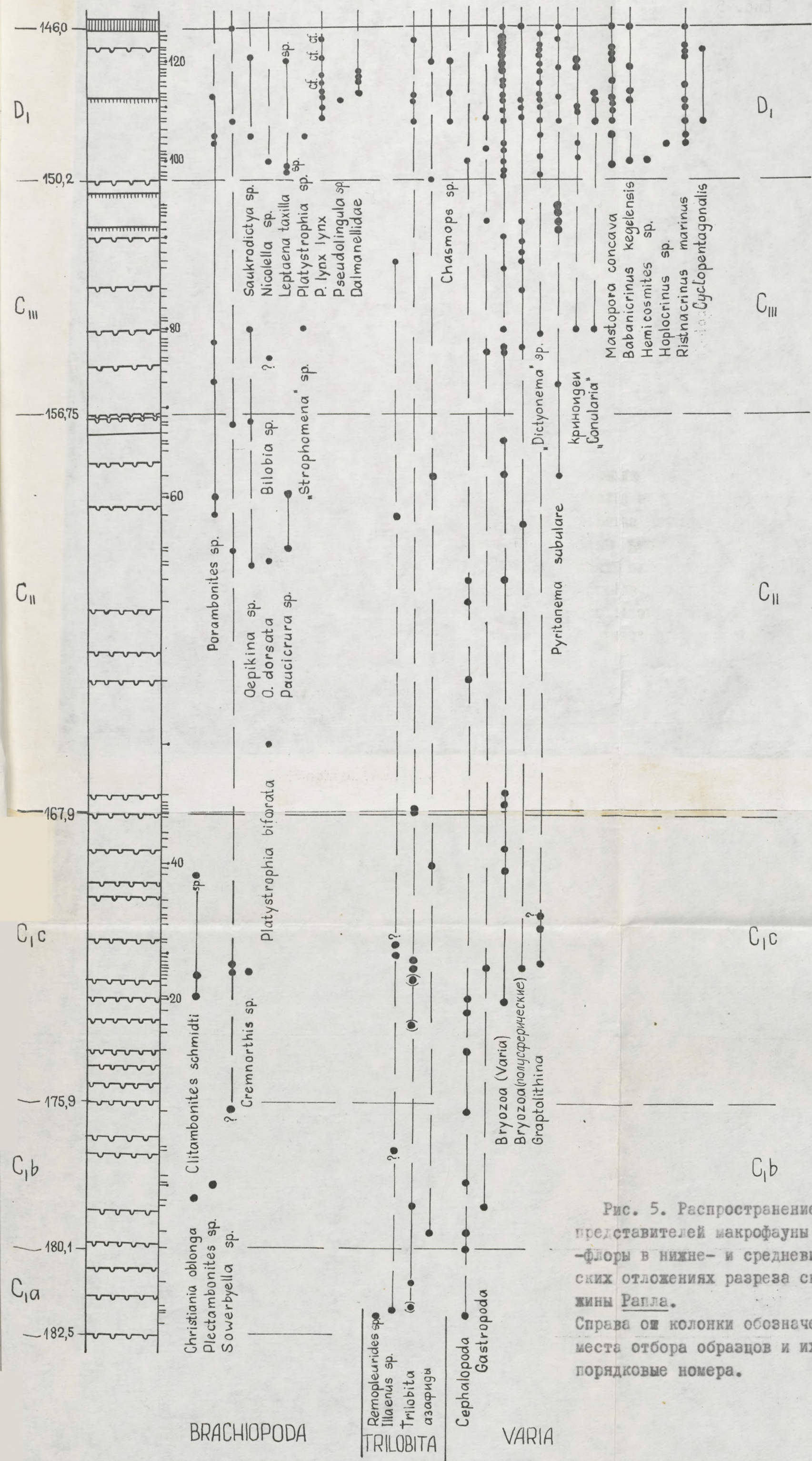


Рис. 5. Распространение представителей макрофауны и -флоры в ниже- и средневиру-ских отложениях разреза сква-жины Руппа. Справа от колонки обозначены места отбора образцов и их порядковые номера.

ваает внимания определенное обновление фауны в средней части уха-
 куского горизонта, близкого к уровню, коррелируемому на основе
 кислотоустойчивых микрофоссилий с уровнем "шестикратной" поверх-
 ности перерыва разрезов в городе Таллине (Ласнамяги, см. Мяккель,
 1976, рис. 2). По данным А. Рымусокса (1970, с. 87-89, табл.
 5, 7) отложения (в разрезе Ласнамяги мощностью около 3 м), под-
 стилающие "шестикратную" поверхность перерыва или соответствую-
 щий последний уровень, наиболее богаты макрофауной во всем комп-
 лексе ласнамяги-ухаку. С этим уровнем связано появление целого
 ряда видов трилобитов, брахиопод и остракод. Так например,
 появляются *Illaenus intermedius* Holm, *Asaphus* (*Neasaphus*)
lepidus Törnquist, *Pseudoasaphus tecticaudatus tecticaudatus*
 (Steinhart), *Plectambonites radiatus* (Schmidt), *Clitambonites*
Schmidtii schmidtii (Pahlen), *Euprimites eutropis* (Opik). Некото-
 рые из отмеченных видов встречены в разрезах рассматриваемого
 профиля, а также в разрезах профиля II-II (см. ниже).

Кукрузеский горизонт (С_{II}) представлен в разрезах рассматри-
 ваемого профиля разной степени глинистыми известняками, в кото-
 рых к востоку увеличивается роль кукерсита (от отдельных зерен
 до прослоев мощностью 20 и более сантиметров). В восточной час-
 ти профиля I-I, в скв. Савала, мощность и литологический харак-
 тер пород кукрузеского горизонта практически не отличаются от
 таковых в разрезах центральной части района распространения про-
 мышленной пачки кукерсита. В отложениях кукрузеского горизонта
 скв. Савала установлен богатый комплекс макрофауны, но в этом
 комплексе изучены пока только брахиоподы. Характерными для гори-
 зонта являются *Sowerbyella* (*Viruella*) *liliifera* Opik, *Paucicru-*
ra navis (Opik), *Clitambonites schmidtii schmidtii* (Pahlen),

Bilobia musca (Orlik) и ряд других видов (см. рис. 6). При этом пограничные между кукрузеским и идавереским горизонтами отложения относительно бедны брахиоподами, и верхняя граница между этими горизонтами, проведенная по нижней из пяти четких поверхностей перерыва (на гл. 13,44 м), маркирована лишь изменением таксономического состава кислотоустойчивых микрофоссилий (см. Nõlvak, 1971). В разрезах скважин Средней Эстонии, а также в разрезах скв. Рапла, Хаапсалу и Киргессааре, верхняя граница кукрузеского горизонта проводится обычно по сильно развитой двойной (иногда тройной) поверхности перерыва на кровле кукурситосодержащих отложений (см. Рымусокс, 1970, с. 202-204). Исследования распределения кислотоустойчивых микрофоссилий показали, что такая поверхность перерыва не всегда совпадает с уровнем обновления таксономического состава микрофоссилий, характеризующим границу между кукрузеским и идавереским горизонтами. Так например, в разрезе скв. Киргессааре песчаные известняки (в интервале 77,2 - 77,5 м) с четкой двойной поверхностью перерыва в основании относятся, по данным Р. Минияля, к кукрузескому, а не идаверескому горизонту, как это предполагалось А. Рымусоксом (1970, рис. 35). Повышенное содержание кварца в отложениях верхов кукрузеского горизонта - не редкое явление, хотя более характерно отложениям низов идавереского горизонта (см. Nõlvak, 1971). В отличие от разреза скв. Киргессааре верхняя граница кукрузеского горизонта определена однозначно по литологическим и микрофаунистическим критериям в разрезе скв. Хаапсалу (глубина 132,6 м). В разрезе скв. Рапла в качестве верхней границы кукрузеского горизонта принята двойная поверхность перерыва на гл. 156,75 м, 0,55 м ниже которой прослеживается тонкий прослой метабентонита. Эта

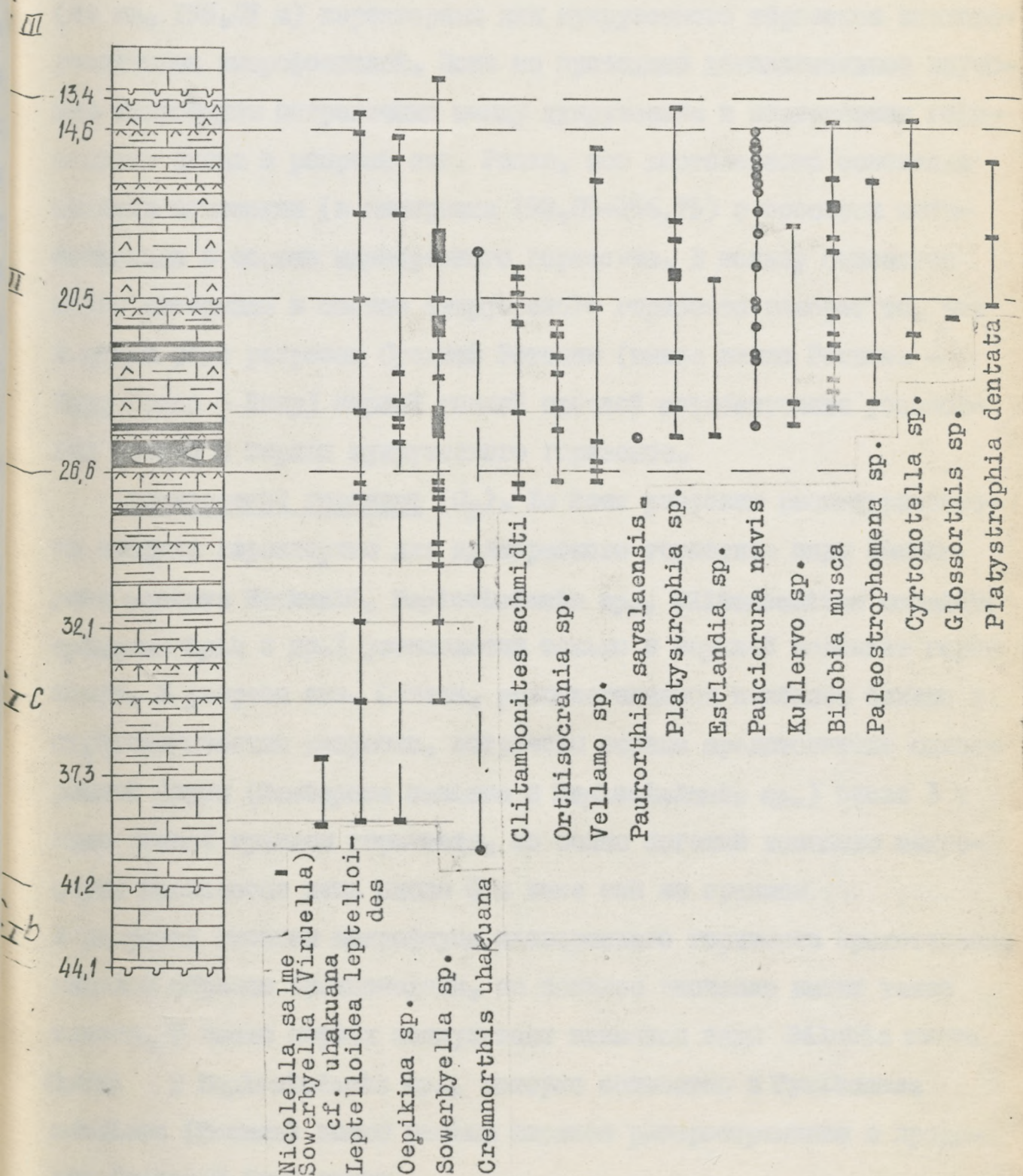


Рис. 6. Распространение брахиопод в ухакуском и кукрузеском горизонтах разреза скв. Савала.

поверхность перерыва находится 2,5 м выше последних находок (на гл. 158,05 м) характерных для кукрузеского горизонта кислотоустойчивых микрофоссилий. Пока не проведено дополнительное изучение микрофауны пограничных между кукрузеским и идавереским горизонтами слоев в разрезе скв. Рапла, нет достоверного основания отнести отложения (в интервале 158,05–156,75) с прослоем метабентонита в состав идавереского горизонта. В пользу отнесения этого интервала в состав кукрузеского горизонта говорит то, что в целом ряде разрезов Средней Эстонии (южнее линии Роокля – Виру-Роэла – Липу) первый тонкий прослой метабентонита установлен именно в верхах кукрузеского горизонта.

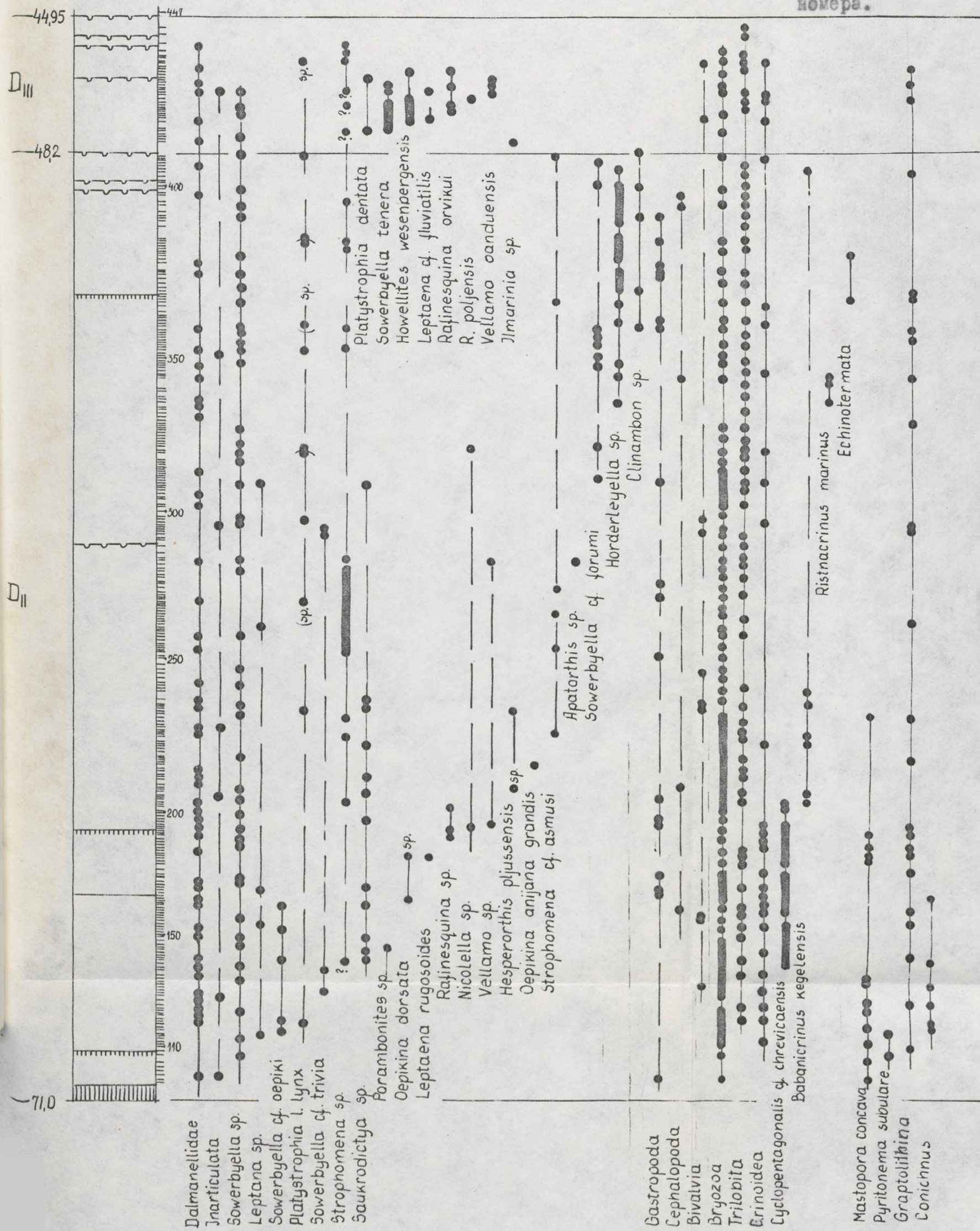
Идавереский горизонт (C_{III}). Во всех разрезах рассматриваемого профиля характерные для идавереского горизонта виды (*Mastopora concava* Eichwald, *Eoplectodonta* sp., *Clitambonites schmidtiperigonus* Orlik и др.) установлены только в верхней половине горизонта. В разрезе скв. Савала, располагающемся наиболее близко к стратотипическим разрезам, встречены первые представители идавереской фауны (*Mastopora concava* и *Eoplectodonta* sp.) около 3 м выше нижней границы горизонта, но более богатый комплекс макрофауны появляется лишь около 6 м выше той же границы. (см. рис. 6). В разрезах скважин макрофауна идавереского горизонта представлена главным образом брахиоподами, но немалое значение имеют также мшанки. В числе первых заслуживают внимания виды *Bilobia musca* (Orlik) и *Eoplectodonta* sp., которые совместно с *Pyritonema subulare* (Roemer) имеют весьма широкое распространение в пределах Северной Прибалтики.

В разрезах скв. Кыргессааре и Хаапсалу верхняя граница идавереского горизонта проводится условно по поверхности пере-

Рис.7. Распространение представителей макрофауны и флоры в верх-
невируских отложениях разреза скважины Киргессарре.

Справа от колонки обозначено место отбора образцов и их порядковые

номера.



рыва, прослеживаемого в кровле отложений включающих тонкие прослой метабентонитов. С этим уровнем грубо совпадает уровень обновления фауны, маркированный появлением некоторых видов, характерных для вышележащего Йыхвиского горизонта.

Йыхвиский горизонт (D_I). Отложения, подстилающие мощный прослой метабентонита, и выделенные в качестве Йыхвиского горизонта, включают богатый комплекс макрофауны в разрезах скв. Хаапсалу и Рапла. Непосредственно выше нижней границы горизонта появляются *Leptaena cf. taxilla* Orasböld, *Babanicrinus kegelensis* (Yeltyshewa), *Mastopora concava* и др. виды (см. рис. 4, 5). В районе выходов отмеченные виды появляются в идавереском горизонте, но в районе рассматриваемых разрезов они, возможно, появляются в Йыхвиском горизонте, во всяком случае их более частые находки приурочены к отложениям последнего горизонта. Заслуживает внимания то, что в верхней половине Йыхвиского горизонта скв. Хаапсалу встречены виды *Sowerbyella aff. oeriki* Rasmussen, *Remopleurides* sp. и др. которые, неизвестны в одновозрастных отложениях разрезов района выходов, но они установлены в разрезе скв. Киргессааре, в нижней части кейлаского горизонта, где отсутствуют, во всяком случае среди брахиоподов, руководящие для этого горизонта виды. Специфичность фауны в нижней части кейлаского горизонта скв. Киргессааре отражается также в видовом составе остракод (см. Мяниль, 1966, с. 69).

Кейлаский (D_{II}) и сандуский (D_{III}) горизонты весьма богаты фауной, и хорошо выделяются как по фаунистическим, так и по литологическим критериям (см. рис. 7 - 9). В отложениях обоих горизонтов установлен целый ряд характерных и руководящих видов (*Horderleyella kegelensis* (Alichova), *Strophomena cf. occidentis* Orasböld, *Clinambon anomalus* (Schlotheim), *Chasmops* ex gr.

Рис. 8. Распространение представителей макрофауны и остракод(определения В.Журавлевой) в верхневи-
русских отложениях разреза скважины Хаапсалу.

Справа от колонки обозначены места отбора образцов и их порядковые номера. Диагональной штриховкой показана перелутанная часть керна.

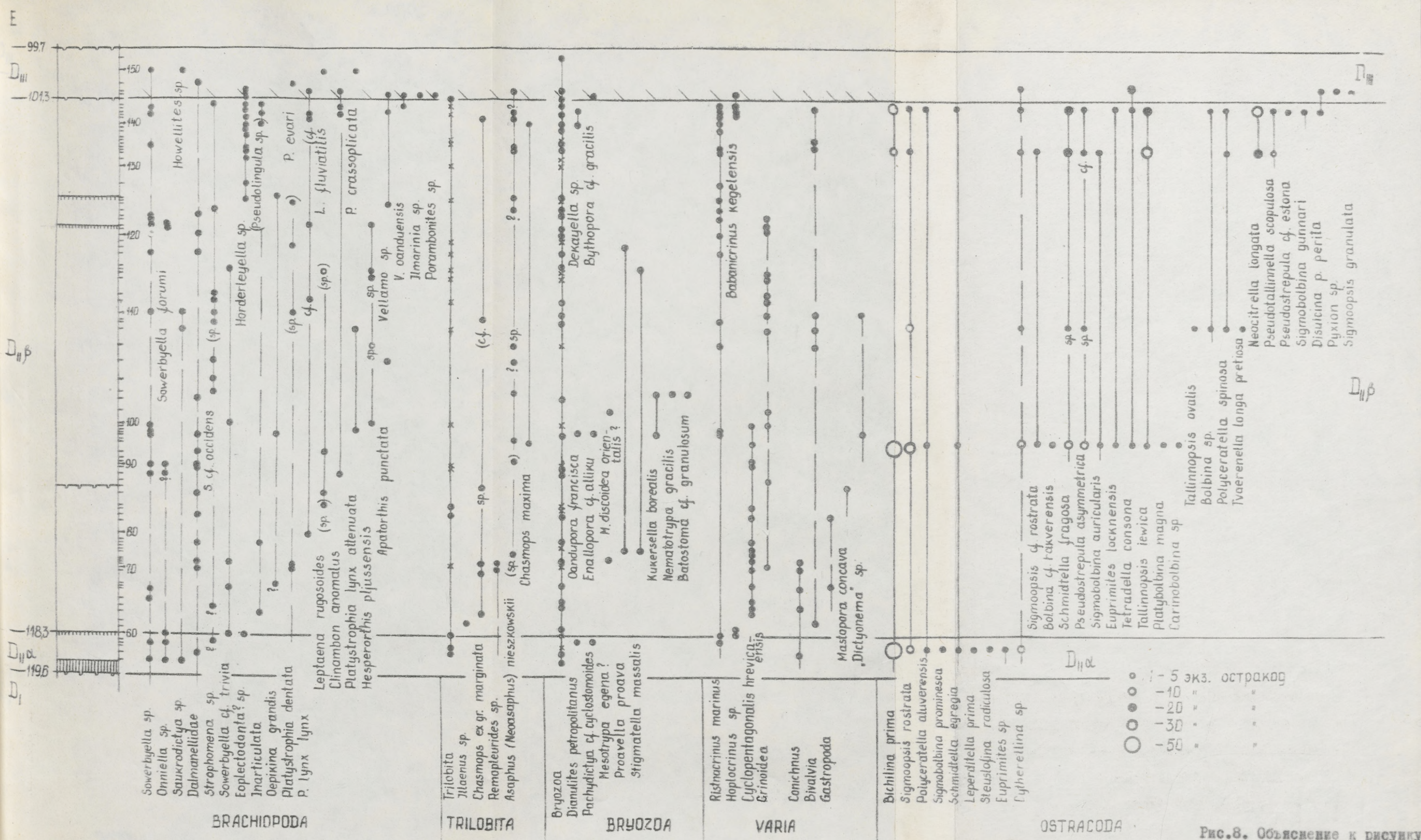


Рис.8. Объяснение к рисунку см. стр.

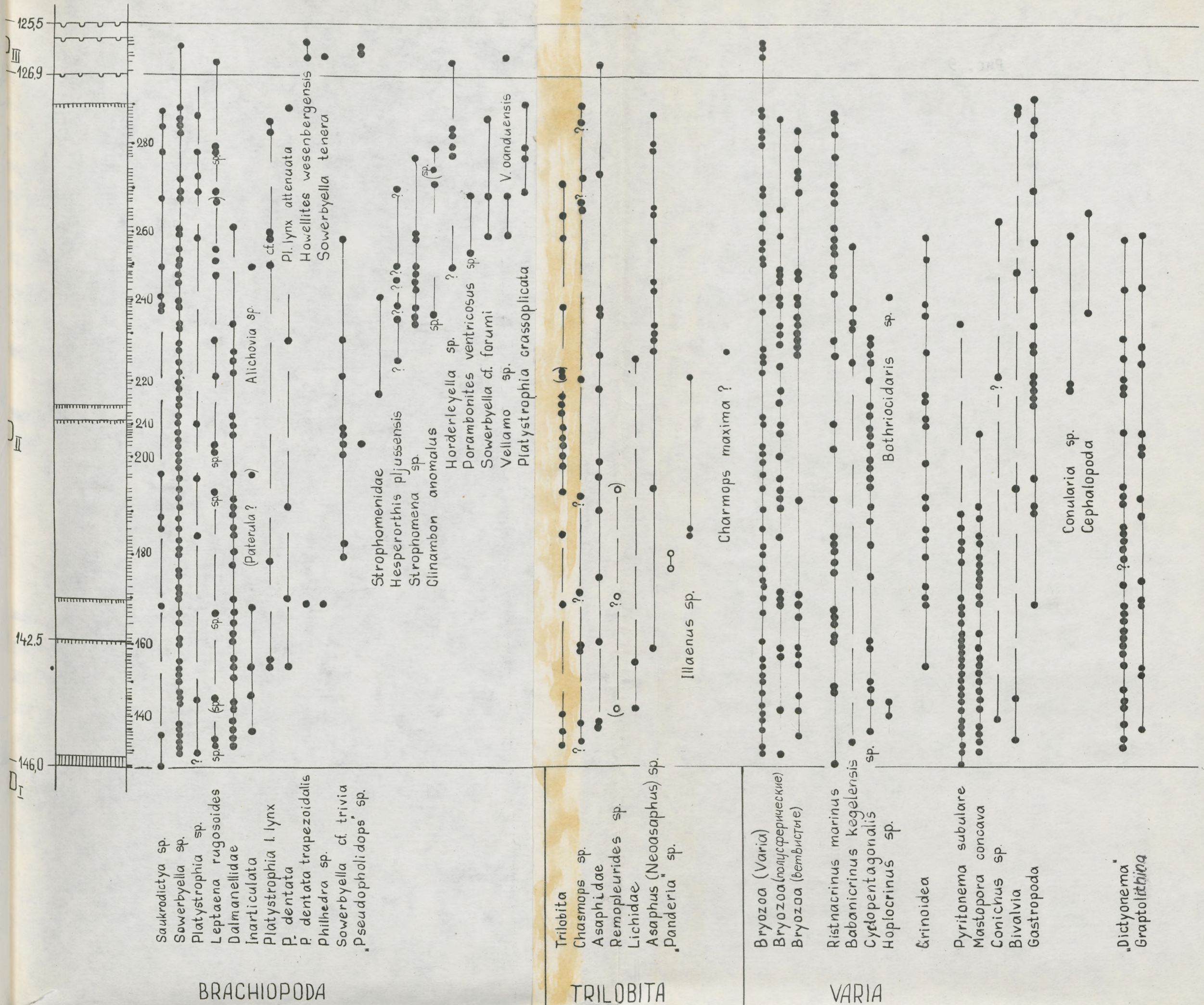


Рис. 9. Распространение представителей макрофауны и микрофауны в верхневиргских отложениях разреза скважины Равла. Пустыми кружочками обозначены находки видов, не встречающихся в одновозрастных отложениях разрезов района выходов. Справа от колонки обозначены места отбора образцов и их порядковые номера.

marginatus (Schmidt) и др. в D_{II} ; *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) *tenera* Rasmusks, *Howellites weissenbergensis* (Alichowa), *Rafisquina orvikui* и др. в D_{III})/, значение которых для разграничения горизонтов не нуждается здесь в дополнительном рассмотрении (см. Мяниль, 1958а, 1958б; Рымусокс, 1970). Надо обратить внимание на то, что верхняя часть оандуского горизонта, представленная скритокристаллическими известняками (D_{III}^{04}), макрофауну практически не включает, и верхняя граница горизонта проводится по литологическим критериям.

Выделение и расчленение раквереского горизонта (Е) в изученных разрезах проведено по литологическим критериям (см. стр. 83-89, глава II).

I.2. Расчленение и сопоставление разрезов на профиле Рапла-Кандава

В разрезах профиля Рапла-Кандава средний ордовик представлен разнофациальными отложениями, сопоставление которых рассматривается в ряде работ (Мяниль, 1966, 1972, 1976; Мяниль, Пылма, Хинтс, 1968). Здесь надо отметить, что в разрезах данного профиля не представлены специфические переходные фации со специфической макрофауной поздневирусского возраста. Такого типа отложения изучены по разрезам Юго-Восточной Эстонии, но весьма мало изучены в пределах Юго-Западной Эстонии, то есть вблизи разрезов профиля II-II.

Азериский горизонт (C_{Ia}). Оолитовые известняки азериского горизонта разреза скв. Рапла замещены в других разрезах рассматриваемого профиля красноватыми детритовыми известняками. В тол-

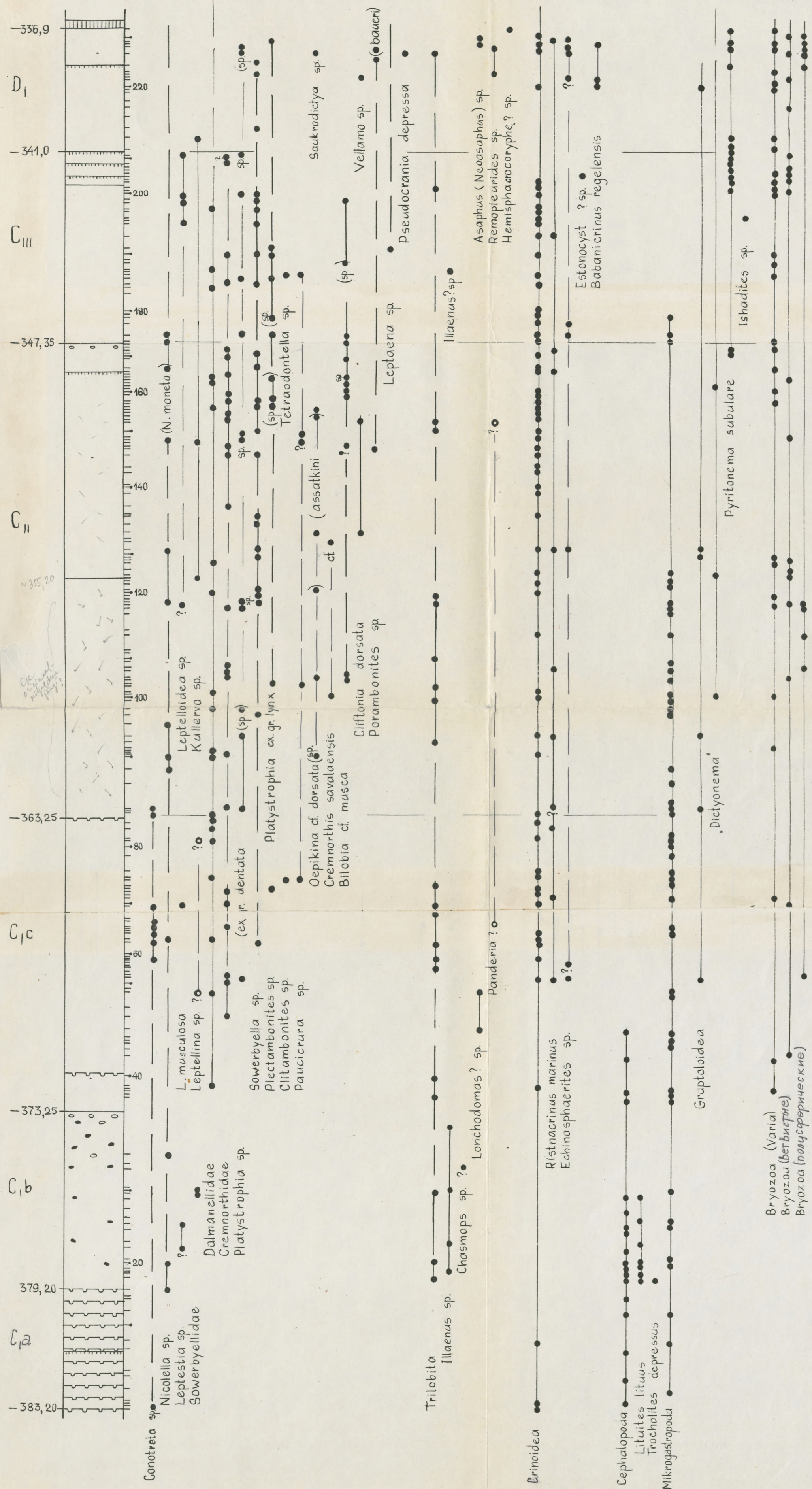
ще красноцветных отложений выделяется азериский горизонт в первую очередь по находкам трилобита *Azaphus* (*Neoazaphus*) *platyurus* (Angelin) (см. Мяниль, 1966). В разрезах скв. Энгуре и Кандава появляется этот вид несколько выше литологически четкого уровня, принятого в качестве нижней границы горизонта (см. также Пыма, 1972a). В скв. Пярну, где отмеченный выше вид не встречен, нижняя граница азериского горизонта может быть проведена условно по уровню 383,2 м (см. Мяниль, 1966, рис. 18) непосредственно выше которой установлены *Longiascula parrectia* Нескажа и *Lassochilina* sp. Последний из них представлен раковинами более сходными с таковыми среднеордовикских видов, чем нижнеордовикских. В большинстве разрезов Средней Прибалтики, как и в разрезах скв. Энгуре и Кандава *Azaphus* (*Neoazaphus*) *platyurus* приурочен к нижней половине горизонта, и граница между азериским и ласнамягиским горизонтами проводится или по остракодам или по литологическим критериям. Только в разрезе скв. Пярну кровля красноцветных отложений практически совпадает с уровнем появления вида *Lituites lituus* Montfort, характерного ласнамягискому горизонту.

Ласнамягиский горизонт (C_I^b). Сероцветные детритовые и глинистые известняки ласнамягиского горизонта северной структурно-фациальной зоны (в скв. Рапла) замещены в переходной полосе (в скв. Пярну), в основном оолитовыми известняками, переходящими в пределах осевой фациальной зоны в красноцветные и пестроцветные глинистые известняки (в низах горизонта) и сероцветные микрокристаллические известняки (верхняя половина горизонта в скв. Энгуре, Кандава). С фациальными изменениями в южном направлении сопровождаются определенные изменения таксономического состава макрофауны (см. рис. 5, 10-12). При этом в разрезах скв.

Rus. 10 (Тярнү) juhendaaja
Rimännili käes tähtajatuk
peukimiseas.

Рис. 10. Распространение представителей макрофауны в ниже- и средневирских отложениях разреза скважины Пярну.

Пустыми кружочками обозначены находки видов, не встреченных в одновозрастных отложениях разрез- зов района выходов. Спрва от колонки обозначены места отбора образцов и их порядковые номера.



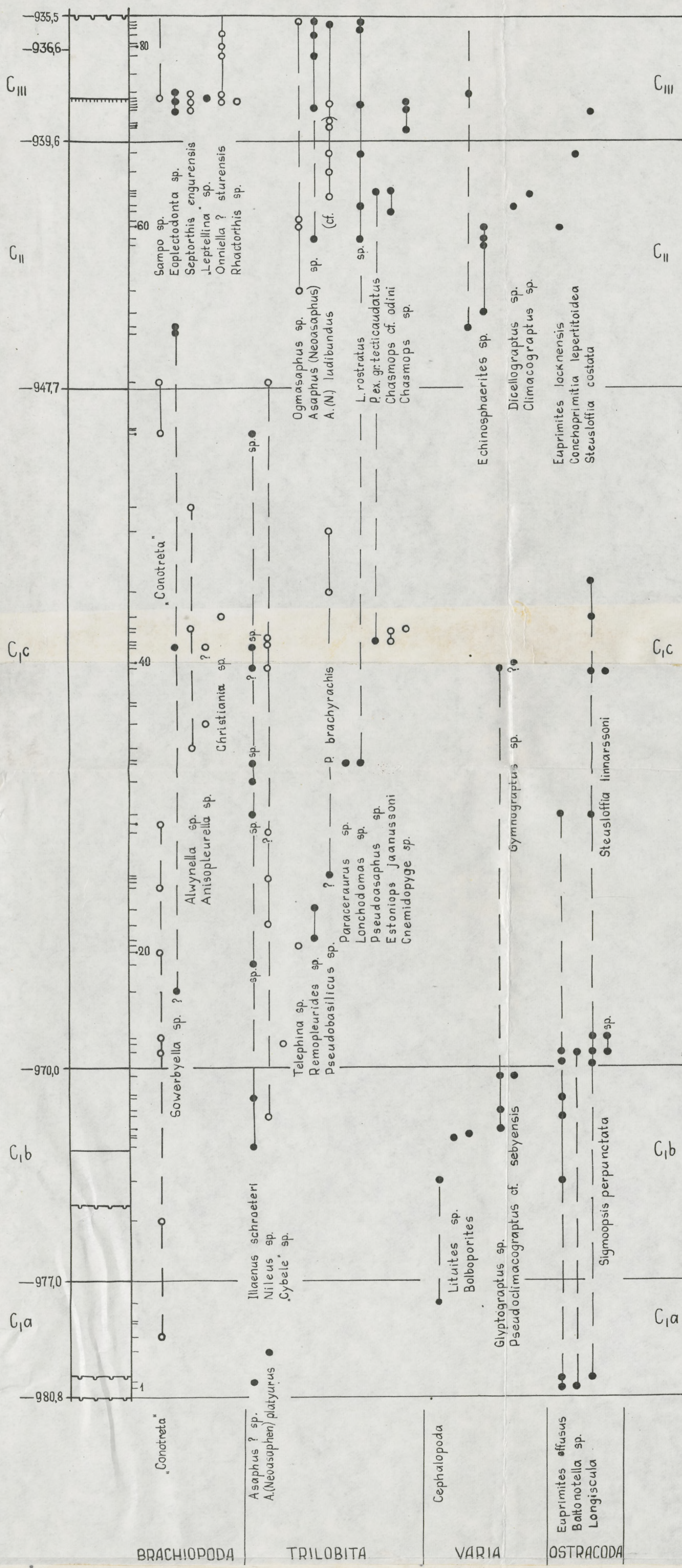


Рис. II. Распространение представителей макрофауны и остракод в нижне- и средневируских отложениях разреза скважины Энгуре.
 Пустыми кружочками обозначены находки видов характерных для Средней Прибалтики.
 Справа от колонки обозначены места отбора образцов и их порядковые номера.

Рапла и Пярну характерными для горизонта являются цефалоподы (*Lituites lituus*) и брахиоподы (*Christiania oblonga*, *Plectambonites* sp. и др.), а в разрезах скв. Энгуре и Кандава наибольшее значение имеют трилобиты (*Illeenus s. schroeteri*, *Nileus* sp., *Pseudobasilicus* ? *brachyrachis* (Törn- и др.) и ^{quist}) и граптолоидей (*Pseudoclimacograptus angustus sebyensis Jaanusson*). Несмотря на то, что во всех разрезах рассматриваемого профиля встречены те или другие виды руководящие для ласнамягского горизонта, можно провести верхнюю границу горизонта лишь условно. В разрезе скв. Пярну она проведена по уровню (гл. 373,25 м) выше которого появляются виды остракод [*Euprimites eutropis* (Üpik), *Uhakiella pumila* Üpik, *Sigmoopsis perpunctata* (Üpik) и др.] характерные ухакусскому горизонту, а в разрезе скв. Энгуре по уровню 970,0 м ниже которой встречен *Pseudoclimacograptus angustus* cf. *sebyensis*. В разрезе скв. Кандава пограничные между ласнамягским и ухакусским горизонтами отложения представлены пестроцветными известняками, практически лишенными находок фауны, в том числе микрофауны (см. Мянниль, 1976). На основе находок *Anisopleurella* sp., *Trinodus* sp. и *Azaphus* (*Neosazaphus*) aff. *ornatus* Pompeckii можно предполагать, что граница между ласнамягским и ухакусским горизонтами не может быть проведена ниже уровня 956 м. Условно проводится эта граница по основанию пестроцветных отложений (гл. 955,8 м; ср. Мянниль, 1967, рис. 3).

Ухакусский горизонт (C_{Ic}) четко отличается от ниже- и вышележащих горизонтов по существенному увеличению мощности горизонта в южном направлении (в скв. Рапла мощность горизонта 8 м, в скв. Энгуре 22,3 м). В этом же направлении происходят четкие изменения литологического характера пород и таксономического состава

макрофауны (см. Мяньиль, 1966).

В наиболее северных разрезах рассматриваемого профиля, в скв. Рапла и Пярну, ухакусский горизонт представлен литологически и фаунистически довольно сходными отложениями. В составе макрофауны преобладают виды, характерные для одновозрастных отложений Северной Эстонии [*Clitambonites schmidtii* (Pahlen), *Leptæstia musculosa* Bekker и др.]. Но наряду с этими видами встречены в скв. Пярну еще "*Conotreta*" sp., *Leptellina* sp. и *Panderia* sp., которые указывают на фаунистические связи района этой скважины с более южными районами. Для проведения верхней границы ухакусского горизонта в разрезе скв. Пярну отсутствуют достоверные фаунистические критерии. На основе литологических критериев она может быть проведена по уровню 363,25 м.

В разрезах скв. Энгуре и Кандава ухакусский горизонт представлен скрытокристаллическими известняками богатыми макрофауной в нижней и средней частях (см. рис. II и I2). Наряду с руководящими для горизонта видами *Gymnognathus linnarssoni* (Moberg) и *Iliaemus intermedius* Holm встречается целый ряд видов, которые, по-видимому, являются специфическим для скрытокристаллических известняков (*Alwynella* sp., *Tetraodontella* sp., *Estoniops* sp. nov., *Nileus* sp. sp. и др.). В обоих рассматриваемых разрезах верхняя граница горизонта макрофаунистически слабо охарактеризована и она проводится по основанию глинистых известняков со сравнительно богатым пиритизированным детритом.

Куррузеский горизонт (C_{II}) представлен в разрезах данного профиля относительно однородными отложениями охарактеризованными присутствием пиритизированного детрита в разрезах южнее скв. Рапла. Горизонт выделяется довольно хорошо по литологическим

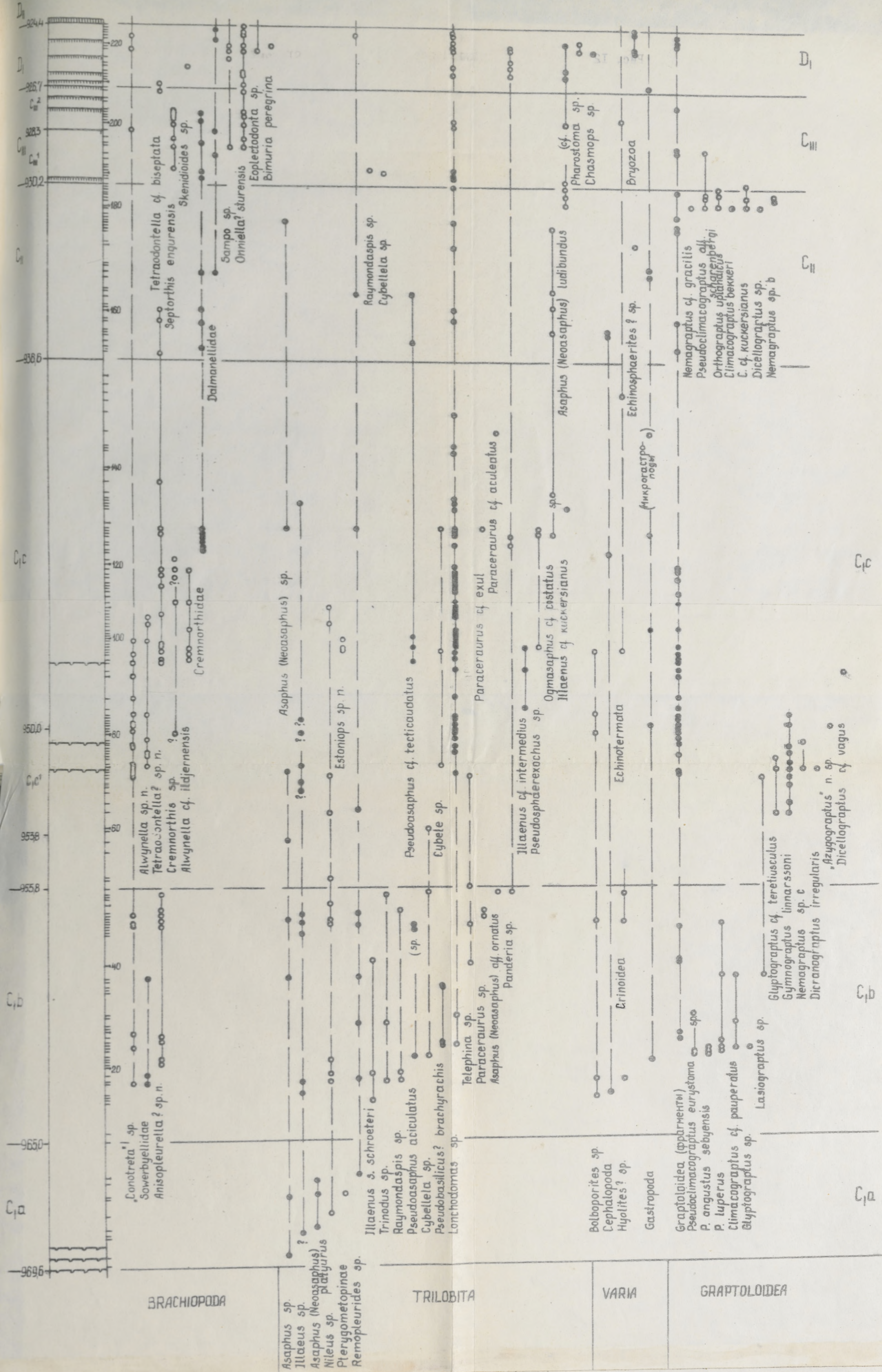


Рис. 12. Распространение представителей макрофауны в нижне- и средневируских отложениях разреза скважины Каидава.
 Пустыми кружочками обозначены находки видов, характерных для Средней Прибалтики. Справа от колонки обозначены места отбора образцов и их порядковые номера.

критериям на значительной части территории Средней Прибалтики (см. Мяниль, 1966), но во многих случаях отсутствуют достоверные макрофаунистические критерии для проведения верхней границы горизонта. Как в разрезе скв. Рапла (см. с. 27), так и в более ранних разрезах рассматриваемого профиля верхняя граница кукрузеского горизонта располагается близко к первому (снизу) прослою метабентонита. Но надо отметить, что в настоящее время отсутствуют достоверные данные о наличии такого прослоя в верхах кукрузеского горизонта в разрезах Средней Прибалтики. Во всяком случае, в разрезе скв. Кандава исчезают все виды граптолоидей, характерные кукрузескому горизонту, ниже первого прослоя метабентонита (см. Мяниль, 1976, рис. 4), а в разрезе скв. Энгуре появляются виды *Conniella sturensis* Hints, *Eoplectodonta* sp.), характерные идаверескому горизонту, 0,5 м ниже этого прослоя. В последнем разрезе, а также в разрезе скв. Пярну принимается в качестве условной границы между кукрузеским и идавереским горизонтами кровля глинистых известняков с пиритизированным детритом (см. также Пылма, 1972а, рис. и Мяниль, 1966, рис. 18). Таким образом верхняя часть кукрузеского горизонта скв. Пярну по присутствию прослоя метабентонита сравнима с верхней частью этого же горизонта в скв. Рапла. Однако надо отметить, что для сопоставления прослоев метабентонитов в отмеченных двух разрезах отсутствуют фаунистические доказательства.

Идавереский горизонт (C_{III}). В разрезах данного профиля идавереский горизонт включает довольно разнообразный по таксономическому составу комплекс макрофауны. Только в разрезе скв. Рапла (см. с. 27), как и в других разрезах первого профиля этот горизонт относительно беден макрофауной. По видовому составу макро-

фауны идавереский горизонт разреза скв. Пярну довольно сходен с разрезами Северной Эстонии. В этом разрезе встречены *Bilobia musca* (Üpik), *Platystrophia* ex gr. *dentata* (Pander), *Porambonites* sp., *Ishadites* sp. и другие виды, которые отсутствуют в одновозрастных отложениях более южных разрезов. Верхняя граница идавереского горизонта проведена в разрезе скв. Пярну по прослою метабентонита (на гл. 341,0 м) (см. также Мяниль, 1966, рис. 18) на кровле глинистых детритовых известняков с многочисленными прослоями метабентонитов. Ниже этого уровня сделаны последние находки *Strennorthia* sp., *Bilobia* aff. *musca* и некоторых других видов. В разрезах Средней Прибалтики возрастные аналоги идавереского горизонта выделяются достоверно лишь по кислотоустойчивым микрофоссилиям (см. Мяниль, 1972, 1976). В разрезе скв. Кандава отложения, выделенные Р. Мянилем (1976, рис. 4) в качестве идавереского горизонта, охарактеризованы видами *Septorthis engurensis*, *Hints*, *Onniella* ? *Sturensis* Hints, *Asaphus* (*Neoasaphus*) *ludibundus* Törnquist и др. Сходный комплекс макрофауны установлен в разрезе скв. Энгуре, где идавереский горизонт выделен в интервале 936,6–939,6 м с условными границами.

Йыхвиский горизонт (D_I). В разрезах скважин выделение Йыхвиского горизонта связано с большими трудностями обусловленными переходящим типом фауны и редкостью находок руководящих для горизонта видов. На значительной части территории Северной, отчасти также Средней Прибалтики, в стратиграфической практике выделяется прежде всего по маркирующим прослоям метабентонитов **b** и **a** (по индексации Э. Юргенсон, 1958). Последний слой (мощный, или главный) установлен во многих разрезах Северной и Северо-Западной частях Прибалтики (см. Мяниль, 1966; рис. 60; Вянгисаар, 1972;

рис. I). Аналог мощного прослой метабентонита точно не известен в некоторых разрезах переходной полосы (в скв. Икла, Рухну).

Подбентонитовые отложения, соответствующие в разрезах скв. Рапла и Пярну Йыхвискому горизонту, представлены литологически сходными отложениями одинаковой мощности (соответственно 4,2 м и 4,1 м) и охарактеризованы присутствием видов *Platystrophia lynx lynx* (Eichwald), *Porambonites baueri* (Noetling), *Orthiscocrania depressa* (Eichwald), *Saukrodictya* sp., *Babanicrinus kogelensis* (Yeltyschewa) и др., которые характерны для горизонта также в разрезах района выходов. Макрофауна Йыхвиского горизонта разрезов скв. Рапла и Пярну отличается лишь тем, что в последнем разрезе появляются элементы Йыхвиской фауны в верхней половине горизонта, а в нижней половине встречаются виды переходящие из никележащего идавереского горизонта (*Pyritonema subulare* (Roemer), *Kukersella borealis borealis* (Baasler), *Pseudohornera plana* Männil, Kullervo sp.). Южнее скв. Пярну, по-видимому, происходит относительно быстрое изменение литологического характера пород и таксономического состава макрофауны отложений горизонта. Так, например, в скв. Икла в известковых мергелях предполагаемого Йыхвиского возраста встречены виды *Platystrophia* aff. *rava* Orasböld, *Platystrophia dentata* aff. *triata* Orasböld, *Sampo* sp., *Pandria* sp. и др., которые в разрезах Юго-Восточной Эстонии. Весьма условно можно выделить Йыхвиский горизонт также в скв. Энгуре. В маломощном комплексе глинистых известняков в интервале 935,5–936,6 м встречены лишь переходящие из никележащего горизонта виды *Onniella ? sturensis*, *Asaphus* (*Neoasaphus*) *ludibundus*, *Lonchodomas rostratus* (Sars) и др. (см. рис. II). В центральной части осевой структурно-фа-

циальной зоны, в скв. Кандава, в качестве Йыхвиского горизонта выделены подбентонитовые отложения, содержащие *Amplexogartus cf. fallax* Bulman (см. Мяниль, 1976, рис. 4). С уровнем появления последнего вида (на гл. 926,4 м) грубо совпадает также уровень исчезновения вида *Tetraodontella cf. bisepitata* Jaanusson и появления *Skenidioides* sp., *Panderia* sp. и некоторых других (см. рис. 12).

Кейлаский горизонт (D_{II}) выделяется в данной работе с нижней границей по основанию мощного прослоя метабентонита и с верхней границей по основанию оандуских мергелей (в разрезах северо-эстонского типа). В разрезах Западной Латвии вопрос о положении верхней границы кейлаского горизонта до сих пор открытый. В стратиграфической схеме, принятой Прибалтийским стратиграфическим совещанием в 1976 году, маломощная блиденская свита рассматривается как подразделение, занимающее в отношении границы кейлаского и оандуского горизонтов неопределенное расположение.

В скв. Рапла надбентонитовые отложения (мощностью 19,1 м) весьма богаты макрофауной (см. рис. 9), но ряд характерных и руководящих для кейлаского горизонта видов (*Horderleyella* ^{Kegelen-}_{Alichova} *is* (Alichovae), *Strophomena* sp., *Neperorthis plussensis* и др.) появляется в средней части горизонта, выше прослоя метабентонита на глубине около 136 м. В данном разрезе появление характерных кейласких видов не совпадает с первым тонким прослоем метабентонита (на гл. 192,5 м) прослеживаемым выше мощного прослоя, а совпадает с третьим, находящимся почти на 10 м выше последнего. Отложения кейлаского горизонта разреза скв. Рапла довольно хорошо сопоставляемые с таковыми в скв. Пярну (в интервале 328,3 – 336,9 м) на основе литологических критериев, в том числе по тон-

ким прослоям метабентонитов встреченных выше мощного прослоя. Как в разрезе скв. Рапла, так и в разрезе скв. Пярну происходит обновление таксономического состава макрофауны в средней части горизонта, возможно, на уровне прослоя метабентонита на гл. около 331,3 м или близко к этому (см. рис. 13). В последнем разрезе нижняя половина кейлаского горизонта отличается от таковой в скв. Рапла присутствием целого ряда видов не встреченных в разрезах района выходов выше Йыхвиского горизонта. Помимо идавереских-йыхвиских видов остракод (*Steusloffia* cf. *costata* (Linnarsson), *Signobolbina porchowiensis* (Neskaia) и др.) можно отметить также находки *Platystrophia chama* (Michwald) (гл. 334,8 м) и *Clitambonites* sp. (гл. 331,2 м) не переходящие в кейлаский горизонт в разрезах Северной Эстонии (см. Рымусокс, 1970). Присутствие идавереских-йыхвиских видов в нижней половине кейлаского горизонта в разрезе скв. Пярну, с одной стороны, и отсутствие достоверных кейласких видов на таком же стратиграфическом уровне в скв. Рапла, с другой стороны, дают основание предполагать, что в более южных разрезах ристнаскому подгоризонту могут соответствовать отложения значительно большей мощности, чем в разрезах на выходах. Кроме того кажется, что прослой метабентонита (прослой е по Юргенсон, 1958) принятый в качестве границы между ристнаским и лаагриским подгоризонтами в разрезах района выходов, не соответствует прослою метабентонита непосредственно последующему мощному прослою в рассматриваемых скважинах, а также в ряде других разрезах, (например, в скв. Кыргессааре и Хаапсалу). Если это действительно так, то понятно присутствие элементов фауны йыхвиского типа значительно выше мощного прослоя метабентонита (например, в скв. Пярну). Фаунистическое сходство йыхвиского

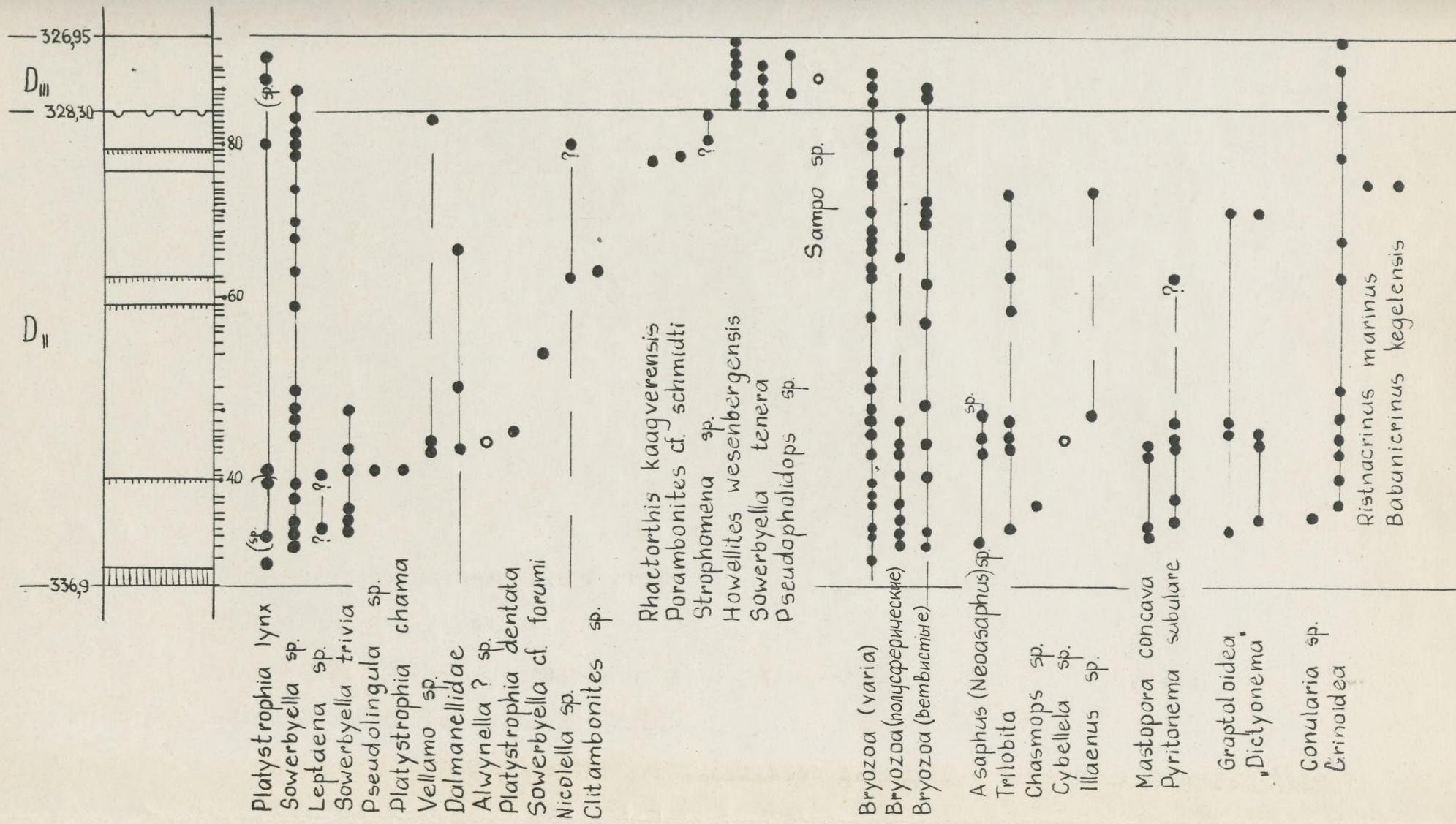


Рис.13. Распространение представителей макрофауны и флоры в верхневирусских отложениях разреза скважины Пяру.
 Пустыми кружочками обозначены находки видов не встреченных в одновозрастных отложениях разрезов района выходов.
 Справа от колонки обозначены места отбора образцов и их порядковые номера.

горизонта и ристнаского подгоризонта не только хорошо известно, но Р. Мяниным (1963) даже обсуждается вопрос о возможности перенесения последнего из кейлаского горизонта в Йыхвиский. По-видимому, к последней точке зрения надо относиться более серьезно, чем это делалось до сих пор. Во всяком случае отложения ристнаского возраста нуждаются в дополнительном изучении, особенно в разрезах вне района выходов. Здесь можно еще отметить, что именно в отложениях предполагаемого ристнаского возраста встречены виды остракод известные также в известняке Смаген шведских разрезов (см. Мяниль, 1966; Jaanusson, 1976).

Выделение кейлаского горизонта в разрезах Западной Латвии связано с большими трудностями, так как отложения предполагаемого кейлаского возраста практически лишены видов общих с Северной Эстонией. В разрезе скв. Кандава, где имеется предполагаемый аналог мощного прослоя метабентонита разрезов района выходов, выделены в качестве кейлаского горизонта надбентонитовые отложения, охарактеризованные присутствием *Azarhus* (*Neosazarhus*) *Wieszkowskii* Schmidt (интервал 921,8-924,4 м; см. Мяниль, 1976, рис. 4). Помимо отмеченного трилобита, встречен целый ряд видов брахиопод и трилобитов, большинство которых являются переходящими из подбентонитовых отложений (см. рис. 14 и 15). Лишь в верхней части рассматриваемых отложений происходит некоторое обновление таксономического состава макрофауны (исчезает *Onniella sturensis*, появляются *Gunnatella* sp., *Dindymene* sp. n.). Сходный комплекс макрофауны установлен в разрезе скв. Энгуре в интервале 934,0 - 935,5 м. В обоих разрезах отложения с *Azarhus* (*Neosazarhus*) надсти-
 ляются биденской свитой, подошва которой маркирована появлением видов *Onniella bancrofti* Lindström, *Estoniops* cf. *alifrons* (M'Coy),

Remoplurides sp. и др., Стратиграфическое положение блиденской свиты и характерный для нее комплекс макрофауны рассматривается в нескольких работах (Мянниль, 1963, 1966, 1976; Мянниль, Пылма, Хинтс, 1968; Хинтс, 1972) и здесь нет необходимости повторять сказанное ранее, тем более, что в разрезах скв. Кандава и Энгуре свита представлена в типичном для нее виде.

Оандуский горизонт (D_{III}). Мергели оандуского горизонта охарактеризованы в разрезах скв. Рапла и Пярну сходным комплексом макрофауны в составе которого наибольшее значение имеют виды брахиопод *Howellites wesenbergensis* (Alichova) и *Sowerbyella tenera* Rasmussen. Первый из этих видов имеет весьма широкое по площади распространение, при этом в Северной и Средней Эстонии ему сопутствует *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) *tenera* а в Южной Эстонии и Западной Литве представители рода *Sampo* (см. Хинтс, 1972, рис. 69). Совместное присутствие видов *Howellites wesenbergensis*, *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) *tenera* и *Sampo* sp. установлен пока только в оандуском горизонте разреза скв. Пярну. В разрезах скв. Рапла и Пярну видовой состав макрофауны оандуского горизонта относительно однообразный. Сходный комплекс фауны установлен в разрезах района Кехра (в скв. Куузику и Роокюла) в верхних глинистых известняках оандуской пачки (D_{III} 0³).

В разрезах Западной Латвии, в том числе в разрезах скв. Кандава и Энгуре, возможными возрастными аналогами оандуского горизонта разрезов района выходов считаются черные аргилиты моссенской свиты (Пылма, 1972а), включающие специфический для них комплекс фауны (см. Мянниль, 1966; Мянниль, Пылма, Хинтс, 1968; см. также рис. I4 и I5).

Раквереский горизонт (E). В двух более северных разрезах

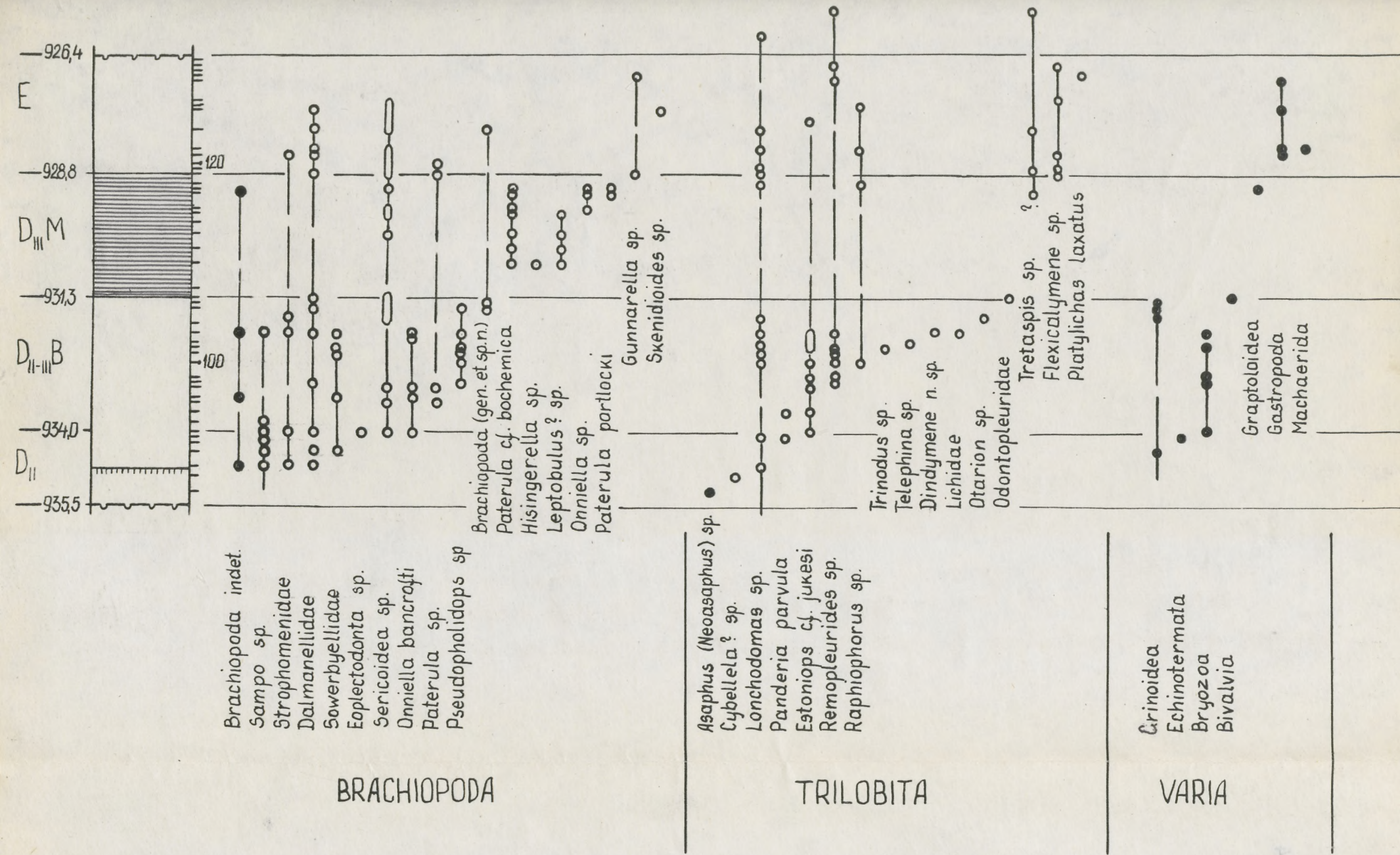


Рис. 14. Распространение представителей макрофауны в верхневиргских отложениях разреза скважины Энгуре.
 Пустыми кружочками обозначены находки видов, характерных для Средней Прибалтики.
 Справа от колонки обозначены места отбора образцов и их порядковые номера.

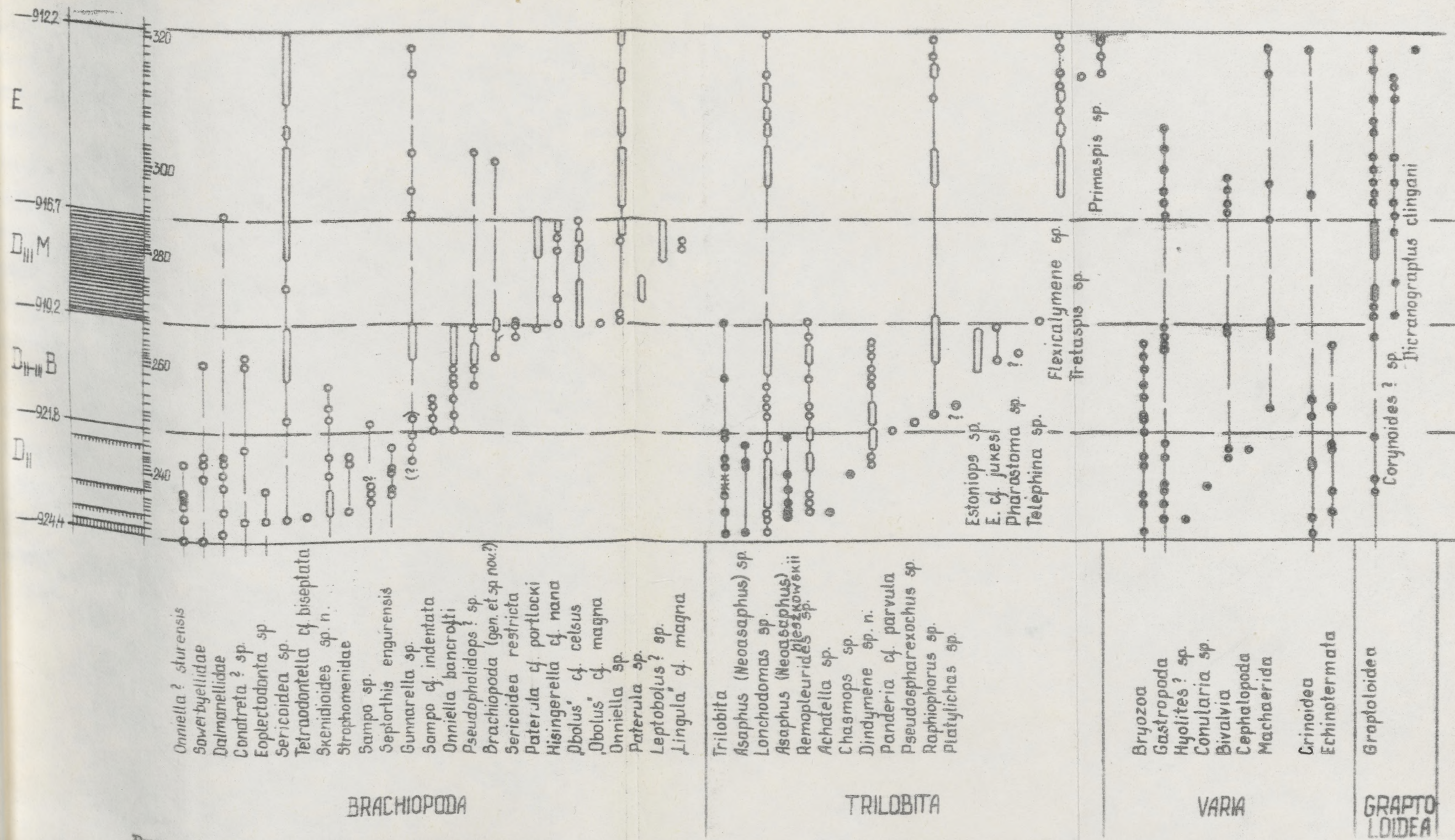
F_{1a}

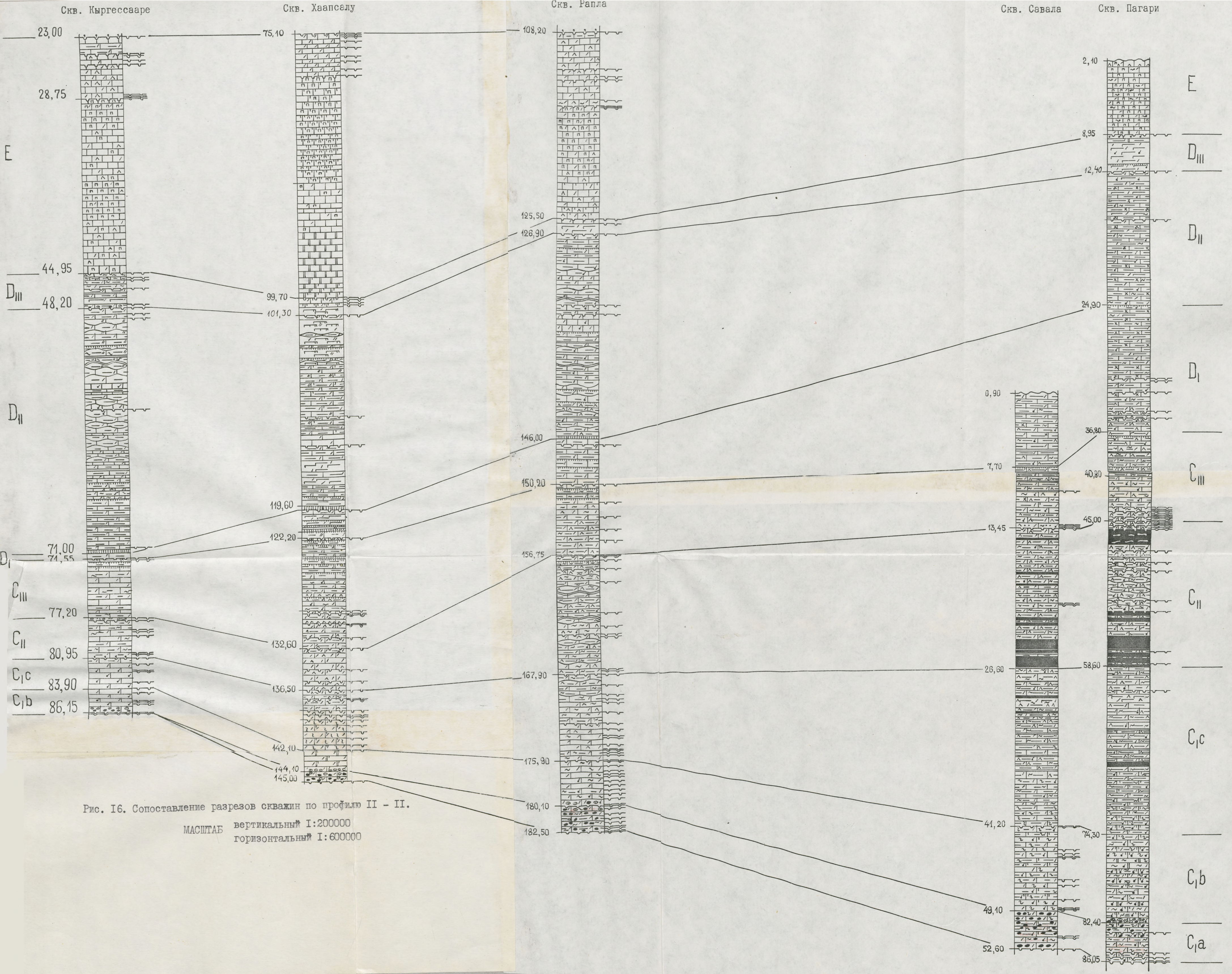
Рис. 15. Распространение представителей макрофауны в верхневирских отложениях разреза скважины Кандава.
 Пустыми кружочками обозначены виды характерные для Средней Прибалтики. Справа от колонки обозначены места отбора образцов и их порядковые номера.

рассматриваемого профиля (в скв. Рапла и Пярну) раквереский горизонт представлен скрытокристаллическими известняками, сходными с таковыми стратотипических разрезов. Фациальное замещение афанитовых известняков в южном направлении не вполне ясно. Возможными их аналогами считаются (Пылма, 1972) отложения надстилающие черные аргиллиты моссенской свиты до основания слоев включающих *Syathoschitina dispar* Tang. В скв. Энгуре и Кандава выделен раквереский горизонт соответственно в интервале 926,4-928,8 м и 912,2-916,7 м. Характерными для горизонта являются *Flexicalymene* sp., *Tretaspis* sp. и ряд других видов, переходящих из подстилающих отложений (*Sericoidea* sp., *Gunnazella* sp., *Raphiophoria* sp., и др.; см. рис. 14 и 15). Особо надо отметить находку *Dicranogartus clingani* Carr. несколько ниже верхней границы раквереского горизонта в разрезе скв. Кандава. Этот зональный вид граптолидов является наиболее достоверным показателем среднеордовикского возраста отложений, надстилающих черные аргиллиты моссенской свиты (ср. Мяниль, 1966; Мяниль, Пылма, Хинтс, 1968).

Глава II. ЛИТОФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ИЗУЧЕННЫХ ПРОФИЛЯХ

В настоящей главе приводятся литологическая и фациальная характеристики изученных отложений по горизонтам. При этом ограничиваемся уточненным названием пород и краткой характеристикой самых существенных литофациальных признаков для конкретных разрезов и горизонтов. Детальная характеристика всех основных литологических признаков для послетремадокских, (в том числе и для среднеордовикских), отложений Северной и Средней Прибалтики приведена в диссертационной работе одного из авторов настоящего отчета (Пылма, 1975). Там же и обсуждается пригодность отдельных литологических признаков для фациальных реконструкций в условиях Балтийского эпиконтинентального бассейна.

Азериский горизонт (C_{1a}) на первом профиле (рис. 16) характеризуется преимущественно микрокристаллическими (с примесью скрыто- и тонкокристаллического), чистыми до среднеглинистыми (8 - 17%), мелкодетритовыми и мелкодетритистыми известняками. В групповом составе детрита господствующими являются остатки иглокожих и трилобитов. Они составляют 60-70% общего содержания детрита. Первая группа превалирует в верхней части горизонта, особенно в западной части изученного профиля, а содержание остатков трилобитов увеличивается с запада на восток. Глинистость отложений увеличивается незначительно в восточном направлении, а содержание детрита, наоборот, увеличивается к западу доходя



здесь иногда до 50% (скв. Рапла). Незначительная (10-12%) вторичная доломитизация прослеживается в восточных разрезах (скв. Савала и Пагари). Цвет известняков светло-серый до серого с желтоватым оттенком. С востока на запад до скв. Рапла включительно, особенно в средней и верхней части горизонта, встречаются слабые розоватые пятна. Текстура известняков тонко- и среднеслоистая обусловленная волнистыми прослойками известкового мергеля, которые часто стилолитизированы.

На нижней границе горизонта во всех разрезах прослеживается поверхность перерыва с различной (пирит, франколит, гетит) ипрегнацией. Мощность горизонта увеличивается с запада на восток от 0,0 (скв. Кыргессааре) до 3,65 м (скв. Пагари).

Характерной особенностью азербайджанского горизонта в изученном профиле является присутствие гетитовых оолитов (детальную характеристику их см. Пырма, 1975) во всех изученных разрезах. Содержание оолитов в породах обычно не превышает 5-6%. Распределение оолитов неравномерное, прослеживаются скопления послойные или отдельными гнездами. Отмечается постепенное уменьшение количества настоящих гетитовых оолитов в восточном направлении и, с другой стороны, увеличение содержания гетитизированного детрита (псевдооолитов) и зачаточных оолитов в этом же направлении. Встречаются также редкие белые (франколитовые) оолиты, главным образом в верхней части горизонта, их количество также уменьшается в восточном направлении.

Второй профиль начинается вышехарактеризованными отложениями переходящими в южном направлении в известняки слабо- и среднеглинистые, микрокристаллические, мелкодетритовые, пестроцветные (скв. Пярну). В составе детрита преобладают остатки иглокожих и

трилобитов. Гетитовые оолиты здесь уже отсутствуют, встречаются только редкие гетитизированные обломки органогенно-обломочного материала. Текстура среднеслоистая, нередко отмечены микро-стилолиты.

В наиболее южных разрезах (скв. Энгуре и Кандава) азериский горизонт представлен скрытокристаллическими (с примесью микрокристаллического материала), сильноглинистыми известняками с редким мелким детритом (обычно 5-8%), реже мелкодетритистыми (детрита не более 15%). Породы красновато-коричневые, редкими мелкими пятнами и разводами (последние по ходам илоедов) распространяются зеленовато-серые тона. На нижней границе горизонта, а также в нижней части его прослеживаются поверхности перерыва с интенсивной гематитовой импрегнацией. На этих поверхностях встречены строматолитовые образования незначительной мощности (1-10 мм), сильно пропитанные гематитом (Пылма, 1975). Верхняя граница горизонта в этих скважинах нечеткая. Текстура пород среднеслоистая до полукомковатого. Мощность азериского горизонта на профиле II-II увеличивается к югу, от 2,40 (скв. Рапла) до 4,60 м (скв. Кандава).

Ласнамягиский горизонт (C_1^8) имеет повсеместное распространение в изученных разрезах. На первом профиле отложения горизонта представлены довольно однородными чистыми (с редкими прослоями слабogliнистых) микро- и тоннокристаллическими, мелкодетритовыми (содержание детрита 40-60%) сероцветными известняками. В содержании нерастворимого остатка наблюдается минимальная тенденция к увеличению в восточном направлении. И так, в скв. Рапла среднее содержание терригенного материала составляет 7,7%, а в скв. Савала - 9,9%. В групповом составе детрита господствующими

являются остатки трилобитов и иглокожих, составляя вместе 65-85% из общего содержания детрита, при этом преобладают обычно обломки трилобитов (40-55%). Четких закономерных изменений соотношения этих групп (трилобиты, иглокожие) по профилю не прослеживается. Детрит нередко пиритизирован. Вторичная доломитизация (прослоями и разводами) известняков чаще прослеживается в восточных скважинах (Савала, Пагари). Мощность горизонта на первом профиле увеличивается в восточном направлении от 2,0 м (скв. Хаапсалу) до 8,10 м (скв. Пагари). Текстура пород ласнамягиского горизонта в преобладающем средне- и толстослоистая, в нижней части (особенно в западных разрезах) встречается тонкослоистая текстура. Она обусловлена волнистыми и разветвляющимися прослойками известкового мергеля или сильноглинистого известняка, которые особенно в западных разрезах (скв. Кыргессааре, Хаапсалу, Рапла) часто переходят в микростилолиты. Местами в горизонте встречаются поверхности перерыва с фосфатной импрегнацией (см. рис. 16). Редкие пиритизированные поверхности перерыва отмечены в западных разрезах (скв. Кыргессааре, Рапла).

Характерной особенностью ласнамягиского горизонта на первом профиле (исключая только разрез скв. Савала) является присутствие франколитовых (белых) оолитов в нижней части горизонта, среди них установлены также отдельные гетитовые оолиты. Форма белых оолитов аналогичная к таковому у гетитовых оолитов, однако по размерам они уступают гетитовым. Размеры франколитовых оолитов в среднем 0,3 мм, содержание их обычно не превышает 5%, встречаются они небольшими скоплениями. Четких направленных изменений в содержании и размере оолитов в изученных разрезах не отмечено.

На втором профиле (II-II) прослеживается переход характеризованных на первом профиле (скв. Рапла) пород в известняки, преимущественно слабоглинистые и чистые, микро- и тонкокристаллические, мелкодетритовые (детрит частично пиритизирован, пятнами также гетитизирован), светло-серые с зеленоватым^и, а в верхней части горизонта с редкими желтоватыми и розоватыми пятнами, среднеслоистые (скв. Пярну). По всему горизонту прослеживаются редкие мелкие гетитовые оолиты, больше их в верхних двух метрах разрезов, там же встречены единичные франколитовые оолиты. Нижняя граница горизонта как в скважине Пярну, так и в последующих к югу скважинах (Энгуре и Кандава) литологически нечетко выражена, прослеживается постепенный переход (см. рис. 17). В разрезах последних двух скважин горизонт сложен сильноглинистыми известняками и известковыми мергелями, со скрытокристаллической (редко до микрокристаллической) карбонатно-глинистой основной массой. Содержание преимущественно мелкого детрита обычно не превышает 10%. Текстура пород среднеслоистая до полукомковатого. В детрите сильно преобладают (50-95%) обломки трилобитов, в починенных количествах встречается органогенно-обломочный материал таких групп, как иглокожие, остракоды, водоросли и др. Нижняя часть горизонта окрашена в красновато-коричневый цвет, а верхняя часть - зеленовато-серого цвета, между ними прослеживается переходный (пятнистый) интервал. Окрашивающим (в красные тона) минералом служит гематит. Мощность ласнамягиского горизонта на профиле II-II увеличивается в южном направлении от 4,2 (скв. Рапла) до 9,2 м (скв. Кандава).

Ухакусский горизонт (C₁e) на профиле I-I представлен известняками изменчивой глинистости, при этом содержание теригенного

материала довольно резко увеличивается в восточном направлении. В западных разрезах (скв. Кыргессааре, Хаапсалу, Рапла) преобладают чистые известняки (н.о. 7-9%). В разрезе скв. Кыргессааре слабоглинистые известняки появляются только в самых верхах горизонта, а в скв. Хаапсалу они встречаются в верхней двухметровой части. В скв. Рапла глинистость больше уже во всей верхней половине ухакусского горизонта. В этой части появляются прослой средне- и сильноглинистых известняков, а также тонкие (до 1 см) прослой известковых мергелей. Отдельными прослоями слабоглинистые известняки появляются в низах горизонта. Среднее содержание терригенного материала по 18 анализам в скв. Рапла составляет 14,3%. Глинисто-карбонатная основная масса в преобладающем микрокристаллическая.

В восточных разрезах (скв. Савала и Пагари) ухакусский горизонт представлен в основном средне- и сильноглинистыми известняками с прослоями известковых мергелей, особенно в верхней половине интервала. Чистые и слабоглинистые известняки встречаются только редкими прослоями. Среднее содержание терригенного материала в скв. Савала (по 12 анализам) составляет 21,1%. Породы ухакусского горизонта на изученном профиле светло-серого цвета с зеленоватым оттенком.

Вторичная доломитизация в изученных разрезах спорадическая, встречается пятнами и разводами особенно в восточных разрезах. При этом содержание доломита не превышает 15%.

В западных (сравнительно карбонатных) разрезах известняки мелкодетритовые, содержание детрита колеблется в пределах 35-45%. В верхней, сравнительно глинистой части разреза скв. Рапла, а также в восточных разрезах в пределах всего горизонта

Содержание детрита обычно в пределах 24-28% и местами понижается до 20% и ниже.

Во всех изученных шлифах присутствует детрит трилобитов, иглокожих и брахиопод. Остальные группы (водоросли, остракоды, чешанки и др.) встречаются спорадически. Преобладающими группами служат трилобиты и иглокожие, составляющие 70 - 85% из общего содержания детрита. При этом прослеживается увеличение роли трилобитового детрита в восточном направлении: в разрезе скв. Хаапсалу содержание детрита трилобитов не превышает 10% (Вингисаар, 1971), в разрезе скв. Рапла доходит до 40-45%, а в восточных разрезах (скв. Савала, Пагари) составляет в преобладающем 50 - 60%. Детрит, особенно в восточных разрезах, неравномерно пиритизирован.

Известняки ухакусского горизонта на изученном профиле тонко- и среднеслоистые, только в разрезе скв. Рапла прослеживаются в верхней части интервала полукомковатые прослои. Количество поверхностей перерыва резко уменьшается в восточном направлении кроме скв. Кыргессааре, где горизонт имеет небольшую мощность (см. рис. 16). В западной части профиля (скв. Кыргессааре и Хаапсалу) преобладают пиритовые поверхности перерыва, а уже со скв. Рапла фосфатные станут господствующими.

Характерной особенностью ухакусского горизонта на профиле I-I является присутствие керогена кукерсита. В разрезах скв. Кыргессааре и Хаапсалу кероген присутствует отдельными зернами в рассеянном виде. Уже в разрезе скв. Рапла кероген установлен скоплениями в ходах илоедов и в прослойках мергелей, а в восточных разрезах (особенно в верхней части горизонта) прослои более или менее чистого, в основном глинистого кукерсита достигают

мощности до 10 см (скв. Пагари).

Нижняя граница ухакусского горизонта литологически переходная. Мощность горизонта закономерно увеличивается в восточном направлении от 2,95 (скв. Кыргессааре) до 15,70 м (скв. Пагари).

На профиле II-II разрез скв. Пярну существенно не отличается от характеризованного на первом профиле разреза скв. Рапла. Нижняя половина ухакусского горизонта представлена в этом разрезе чистыми мелкодетритовыми микро- и тонкокристаллическими светло-серыми известняками, которые в верхней половине переходят в слабо- и среднеглинистые. В низах горизонта встречены отдельные мелкие гетитовые оолиты. В скв. Пярну в отличие от скв. Рапла не установлен кероген. Дальше к югу породы горизонта становятся существенно глинистыми.

В разрезах скв. Энгуре и Кандава ухакусский горизонт сложен скрытокристаллическими сильноглинистыми светло-серыми с зеленоватым оттенком известняками с прослоями (мощность 5-10 см, реже до 20 см) зеленовато-серых известковых мергелей. Содержание доломита в этих породах колеблется в узких пределах 7-8%. Содержание органогенно-обломочного материала обычно не превышает 10% и только в самых верхах горизонта достигает до 15%.

В пределах нижних 1,5 м в разрезе скв. Кандава и в интервале 954,50-955,00 м в разрезе скв. Энгуре породы ухакусского горизонта имеют пятна слабо коричневатого-красного или розового цвета.

Текстура изученных пород тонко- до среднеслоистая, прослоями до полуконковатого.

На профиле II-II мощность ухакусского горизонта увеличивается в южном направлении достигая своего максимума (22,3 м) в скв. Кандава. Нижняя граница горизонта по литологическим критериям в

Скв. Рапла

Скв. Пярну

Скв. Энгуре

Скв. Кандава

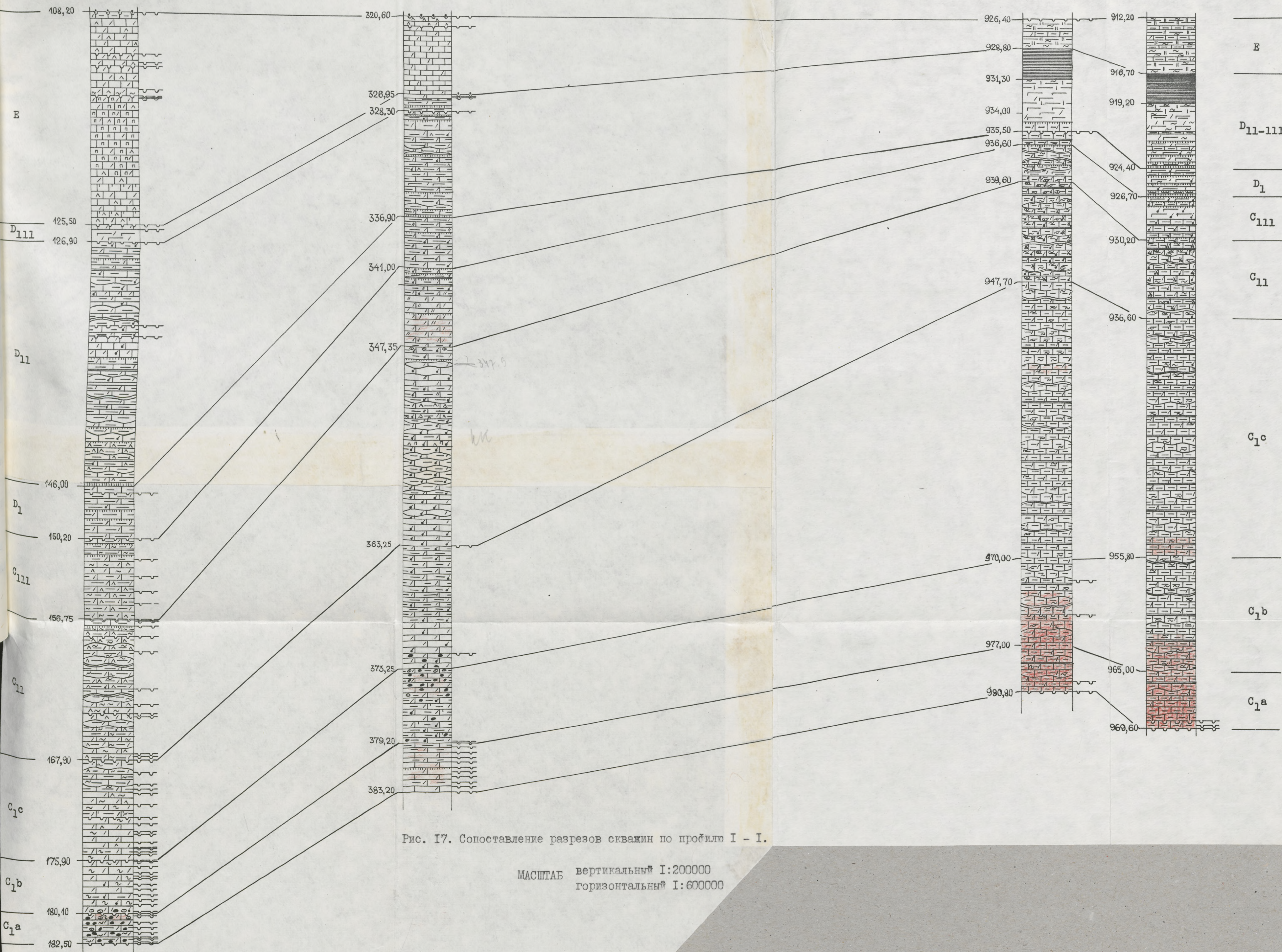


Рис. 17. Сопоставление разрезов скважин по профилю I - I.

разрезе скв. Парну проводится по исчезновению франколитовых оолитов (см. рис. 17), а в разрезах скв. Энгуре и Кандава эта граница литологически переходная.

Кукрузеский горизонт (C_{II}) на профиле I-I представлен преимущественно известняками с изменчивым содержанием терригенного компонента. В западных разрезах (скв. Кыргессааре, Хаапсалу, Рапла) в горизонте преобладают чистые и слабоглинистые известняки (среднее содержание терригенного компонента на основе 15 анализов 12,8%, скв. Рапла), а в восточных разрезах (скв. Савала, Пагари) преобладают среднеглинистые известняки. Они преимущественно микро- и тонкокристаллические, редко скрытокристаллические, светло-серого цвета с зеленоватым или коричневатым оттенком. Содержание доломита⁶⁰ всех изученных разрезах колеблется в пределах 2-6%. Известняки в преобладающем мелкодетритовые, в западных разрезах (скв. Кыргессааре, Хаапсалу) часто мелкодетритные, в восточных разрезах нередко мелкодетритистые. Следовательно прослеживается уменьшение содержания детрита в восточном направлении. Уже начиная со скв. Рапла появляются прослой известкового мергеля, которые часто содержат керген⁹ кукерсита. В восточном направлении роль мергелистых прослоев увеличивается, также повышается роль керогена. В разрезах скв. Савала и Пагари, пробуренных в пределах Эстонского месторождения кукерситов, в нижней половине горизонта в типичном виде представлена промышленная пачка кукерсита, детально описанная в многочисленных статьях и монографиях (Бауков, 1960; Насонова, 1962, Котлуков, Бауков, 1968; Бауков, 1973 и др.). Присутствие керогена кукерсита в разрезах всех изученных скважин на профиле I-I является характерной особенностью кукрузеского горизонта. При этом в самых западных раз-

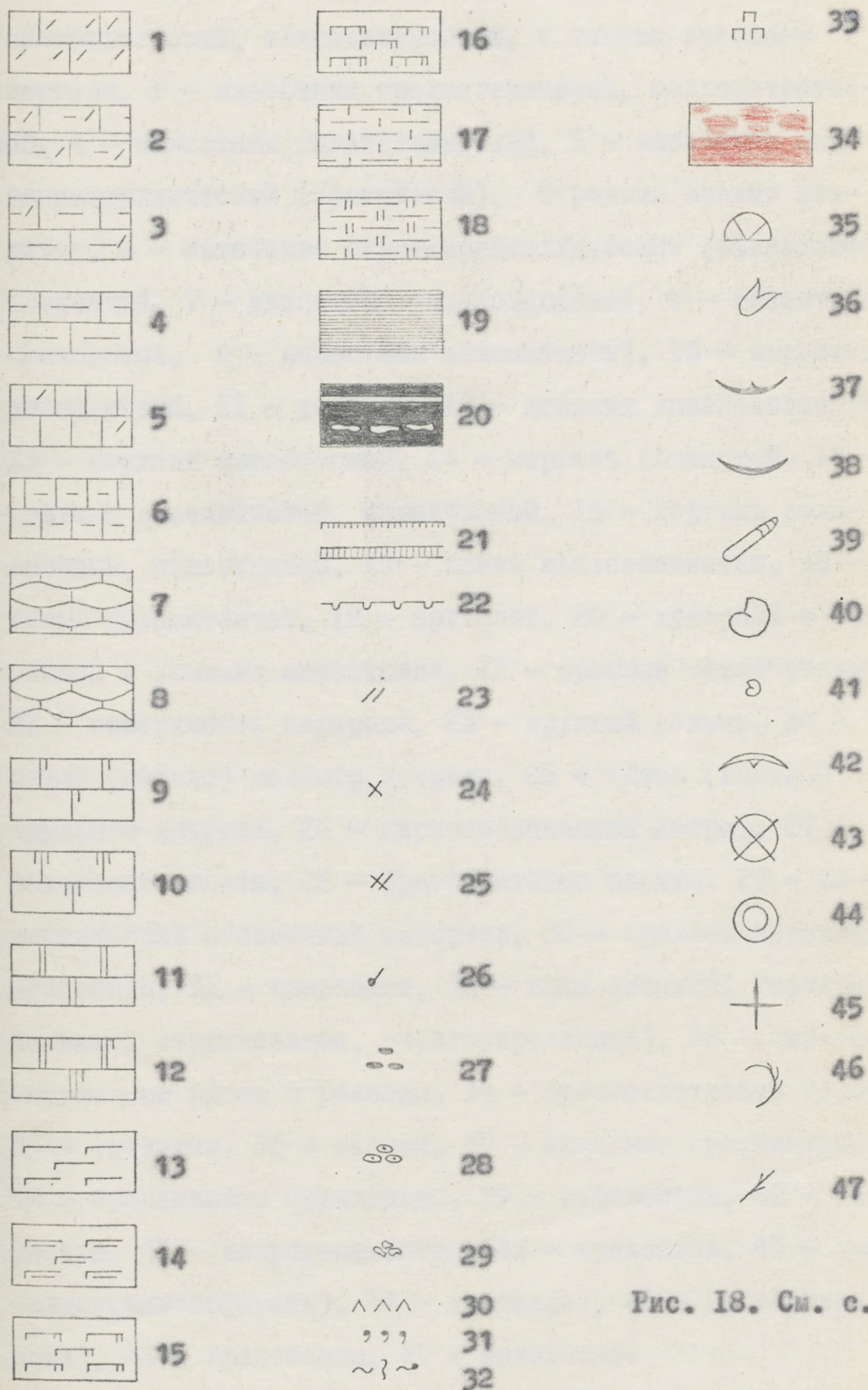


Рис. 18. См. с. 62.

Рис. 18. Условные обозначения:

- 1 - известняк чистый, мелкодетритный, 2 - известняк слабоглинистый, мелкодетритовый, с тонким прослоем мергеля, 3 - известняк среднеглинистый, мелкодетритный, 4 - известняк сильноглинистый, 5 - известняк скрытокристаллический (афанитовый), с редким мелким детритом, 6 - известняк скрытокристаллический (афанитовый), глинистый, 7 - известняк полукомковатый, 8 - известняк комковатый, 9 - известняк доломитистый, 10 - известняк доломитовый, 11 - доломит, 12 - доломит известковистый, 13 - мергель известковый, 14 - мергель глинистый, 15 - мергель доломитистый, известковый, 16 - мергель доломитовый, известковый, 17 - глина известковистая, 18 - глина доломитистая, 19 - аргиллит, 20 - кукурсит с прослоями и комками известняка, 21 - прослой метабентонита, 22 - поверхность перерыва, 23 - крупный детрит, 24 - пятна (гнезда) мелкого детрита, 25 - пятна (гнезда) крупного детрита, 26 - пиритизированный детрит, 27 - гетитовые оолиты, 28 - франколитовые оолиты, 29 - известняковый обломочный материал, 30 - примесь керогена кукурсита, 31 - глауконит, 32 - ходы илюдов (горизонтальные, вертикальные, пиритизированные), 33 - пиритизированные пятна и разводы, 34 - красноватость пород, 35 - табуляты, 36 - мшанки, 37 - замковые брахиоподы, 38 - беззамковые брахиоподы, 39 - цефалоподы, 40 - гастроподы, 41 - микрогастроподы, 42 - трилобиты, 43 - цистомидеи (ахиносфериты), 44 - криноидеи, 45 - губки (пиритомема), 46 - граптолиты, 47 - водоросли.

разрезах (скв. Кыргессааре и Хаапсалу) этот вид органического вещества присутствует только обособленными зернами в основной массе породы, а в самых восточных разрезах образует четкие прослой кукурсита мощностью до 48 см.

В текстурном отношении кукурузеский горизонт на первом профиле образует наиболее разнообразную толщу в среднем ордовике. Однако, преобладающим здесь является тонко- и среднеслоистая текстура, которая начиная с разреза скв. Рапла содержит полукомковатые прослой. В восточных разрезах присутствуют небольшой мощностью прослой типичных комковатых текстур, а прослой кукурсита часто имеют микрослойчатую и микрослоеватую текстуру. Поверхности перерыва в западных разрезах встречаются по всему горизонту, а в восточных разрезах они сконцентрированы в основном в пограничных слоях C_{II}/C_{III} . Импрегнация поверхностей в преобладающем пиритовая, реже фосфатная, встречаются также поверхности без импрегнации.

Нижняя граница горизонта в восточных разрезах четкая, она проводится по подошве первого слоя (слой А) промышленной пачки кукурсита. В западных разрезах граница литологически менее четкая. Мощность горизонта на изученном профиле закономерно увеличивается в восточном направлении от 3,75 м (скв. Кыргессааре) до 13,60 м (скв. Пагари).

Как в характеризованном выше разрезе скв. Рапла, так и в разрезе скв. Пярну (профиль II-II) кукурузеский горизонт представлен светло-серыми чистыми и слабоглинистыми (в средней части) микро- и тонкокристаллическими мелкодетритовыми или мелкодетритными известняками тонко- и среднеслоистой или полукомковатой текстурой. Содержание доломита не превышает 6%.

Пиритизация детрита более интенсивная, чем в разрезе скв. Рапла, часто около 50% детрита пиритизировано с изменчивой интенсивностью. Нижняя граница горизонта литологически переходная, но в кукрузеском горизонте известняки более чистые, чем в ухакусском.

В редких случаях, в ходах илоедов и отдельными зернами в основной массе породы в разрезе скв. Пяриу еще присутствует кероген кукурсита. Близ верхней границы горизонта встречены единичные фракнолитовые оолиты.

В разрезах скв. Энгуре и Кандава кукрузеский горизонт представлен известняками изменчивой глинистости, но преимущественно среднеглинистыми с прослоями зеленовато-серых известковых мергелей мощностью до 10 см. Структура основной массы скрытокристаллическая. Содержание доломита 5-7%. Известняки мелкодетритистые, реже мелкодетритовые. В мелких скоплениях детрита содержание органогенно-обломочного материала доходит до 35%. Более или менее интенсивная пиритизация охватывает часто до 80% детрита. Известняки зеленовато-серого цвета, кероген кукурсита в изученных скважинах отсутствует. Текстура пород кукрузеского горизонта в разрезах скв. Энгуре и Кандава преимущественно тонкослоистая волнистая прослоями до полукомковатого. Нижняя граница горизонта в двух наиболее южных скв. литологически хорошо прослеживается (см. рис. I7).

Уже в разрезе скв. Пяриу в верхах горизонта появляются фракнолитовые оолиты, но значительно больше их встречается в разрезах самых южных скважин, особенно в разрезе скв. Энгуре, где сравнительно редкие фракнолитовые оолиты встречаются в пределах всего горизонта. Оолиты овальной формы со средними размерами 0,9 x 0,3 мм.

Мощность горизонта на профиле II-II достигает своего максимума (15,90 м) в разрезе скв. Пяру, к северу (скв. Рапла II, 15 м) и особенно к югу (скв. Кандава 6,4 м) она существенно уменьшается.

Идавереский горизонт (C_{III}) на первом профиле характеризуется известняками, глинистость которых увеличивается в восточном направлении. Так, в разрезах скв. Кыргессааре и Хаапсалу в пределах горизонта преобладают чистые и слабоглинистые, а прослоями в верхней части разреза скв. Кыргессааре и в низах и верхах разреза скв. Хаапсалу присутствуют среднеглинистые известняки. В разрезе скв. Рапла господствующими являются среднеглинистые известняки (среднее содержание терригенного материала по 14 анализам составляет 16,8%) с редкими прослоями чистых, слабо- и сильноглинистых известняков. Уже в разрезе скв. Савала в идавереском горизонте преобладают сильноглинистые известняки (среднее содержание терригенного материала по 12 анализам составляет 23,8%), с прослоями более чистых известняков. Во всех разрезах в верхней части горизонта (шундоровский подгоризонт) прослеживается более или менее четкое чередование прослоев известняка и мергеля или метабентонита. Мощность прослоев мергелей при этом увеличивается к востоку: в разрезе скв. Кыргессааре до 2 см, а в разрезе скв. Савала доходит до 10 см. В это же время уменьшается роль прослоев известняка так, что в разрезе скв. Пагари в шундоровском подгоризонте среднее содержание терригенного материала (по 8 анализам) доходит до 35,7%. В нижней части горизонта (оймааский подгоризонт) прослой мергеля встречаются редко и их мощность обычно не более 2 см.

Структура глинисто-карбонатной основной массы преимущест-

венно микро-, реже тонкокристаллическая или скрытокристаллическая. Следует также отметить, что в пограничных слоях C_{II}/C_{III} во всех разрезах присутствует в терригенном материале существенная (до 40%) примесь алевроита. Карбонатные породы на профиле I-I светло-серые с зеленоватым оттенком (особенно в восточных разрезах), мергели при этом зеленовато-серые.

Содержание доломита в идавереском горизонте на первом профиле имеет пропорциональную связь с содержанием терригенного материала: в разрезе сев. Хаапсалу среднее содержание доломита 3,2%, в скв. Рапла - 4,5%, скв. Савала - 6,4% и в скв. Пагари - 8,4%.

Известняки идавереского горизонта в преобладающем мелко-детритовые и только в самых верхах горизонта мелкодетритистые. Незначительная пиритизация детрита прослеживается в восточных разрезах, а также в средней части горизонта в разрезе скв. Хаапсалу. Групповой состав детрита изменчивый как в горизонтальном плане, так и по вертикали. Преобладающей группой детрита в самых западных разрезах (напр. скв. Хаапсалу) являются мшанки, составляющие до 70% из общего содержания детрита (Вингисаар, 1971), при этом их роль увеличивается в верхней половине горизонта. Уже в разрезе скв. Рапла максимальное содержание мшанкового детрита не более 15%, при этом среднее содержание для нижней части горизонта (C_{III}^A) составляет 8,5%, а для верхней части (C_{III}^B) - 10,4%. В последнем разрезе в нижней части горизонта основную массу детрита составляют остатки иглокожих - 46,8% и трилобиты - 28,9, а в верхней части горизонта детрит соответствующих групп присутствует в количестве 27,8% и 45,6%. Кроме названных выше групп детрита в разрезе скв. Рапла постоянно

присутствует брахиоподовый органогенно-обломочный материал в среднем в пределах 5-7%. В восточных разрезах различия между подгоризонтами менее резкие, прослеживается увеличение содержания детрита трилобитов, главным образом за счет остатков иглокожих, мшанок и брахиопод.

На изученном профиле текстурные признаки двух подгоризонтов четко различимы. В оймааском подгоризонте развиты плотные известняки, с изменчивой глинистостью, которые в основном средние и тонкослоистые, реже толстослоистые (скв. Нагари). Текстура обусловлена слабоволнистыми и иногда разветвляющимися прослойками известкового мергеля, не редко переходящие в стилолитовые поверхности. Верхнему (шундоровскому) подгоризонту характерно чередование тонко- и среднеслоистых известняков с прослоями известковых мергелей (реже метабентонитов) мощностью от I до 10 см. При этом мощность прослоев мергеля увеличивается на данном профиле с запада на восток, а мощность прослоев метабентонитов имеет обратно направленную тенденцию до полного выклинивания их в восточных разрезах.

Как для кукрузеского, так и для идавереского горизонта на изученном профиле характерна постоянная примесь керогена кукерсита, количество которого также увеличивается в восточном направлении. В западных разрезах (особенно в разрезе скв. Кыргессааре) он присутствует в основной массе только единичными зернами. В восточных разрезах кероген образует единичные прослои кукерсита мощностью 7-13 см, здесь он присутствует также в ходах илоседов, в прослойках мергеля и основной массе.

Характерной особенностью для идавереского горизонта на первом профиле является также присутствие в шундоровском подго-

ризонте одного (скв. Савала) или нескольких (см. рис. 16) прослоев метабентонита — слои метабентонита "а" и "б" по Э. Юргенсон (1958). Только в разрезе скв. Хаапсалу отмечено в шундоровском подгоризонте 6 более или менее четких прослоев метабентонита. Несмотря на некоторые исключения, обусловленные, по-видимому, различиями в режиме бурения, для прибалтийской части Балтийского эпиконтинентального бассейна в ордовике характерно уменьшение числа и мощности метабентонитовых прослоев в восточном направлении до их полного выклинивания.

Мощность идавереского горизонта на профиле I-I в общем увеличивается в восточном направлении (см. рис. 16). Такая тенденция не очень четко выражена, так как в разрезе скв. Рапла и особенно в разрезе скв. Хаапсалу прослеживается локальное увеличение мощности горизонта, до 10,40 м.

Нижняя граница горизонта на изученном профиле маркирована поверхностями перерыва от одного (скв. Хаапсалу и Кыргессааре) до 18-и (скв. Пагари), часть их в некоторых разрезах относится к кукрузескому горизонту (см. рис. 16). Поверхности перерыва в основном с пиритовой импрегнацией, реже отмечены фосфатные поверхности. В остальной части горизонта (кроме скв. Хаапсалу и Рапла) на изученном профиле поверхности перерыва встречаются очень редко.

На профиле II-II прослеживаются существенные различия между отложениями, представленными в разрезах скв. Рапла и Пярну. Характеризованные на первом профиле породы скважины Рапла, которые представляют из себя отложения неглубоких частей открытого шельфа переходят в скв. Пярну в главным образом чистые известняки отшельного типа с обильным иглокожевым дет-

ритом.

В разрезе скв. Пярну также довольно четко, как и в разрезе скв. Рапла можно выделить два подгоризонта (см. также Кала и др., 1962). Оямааский подгоризонт в разрезе скв. Пярну характеризуется чистыми (содержание терригенного материала 5-8%), мелкодетритными (содержание детрита нередко более 60%) тонко- и среднесловистыми известняками. Только в самых низах подгоризонта известняки слабоглинистые. Преимущественно иглокожевый детрит сцементирован тонкокристаллическим кальцитом, реже встречается микрокристаллический глинисто-карбонатный материал. Характерной особенностью оямааского подгоризонта в разрезе скв. Пярну является пестроцветность: на общем светло-сером фоне встречаются пятна, разводы и прослои с желтым, коричневым, розовым и красновато-коричневым цветом.

Шундоровский подгоризонт в разрезе скв. Пярну сложен чередующимся комплексом известняков и мергелей, часть последних, по-видимому, относятся к метабентонито-подобным, мощность прослоев известняка по данным Э. Кала (Кала и др., 1962) 3-6 см, а прослоев мергелей и метабентонитов - 3-4 см. Известняки слабо- и среднеглинистые, микрокристаллические, мелкодетритовые, светло-серые с зеленоватым оттенком. Мергели известковые с редким мелким детритом, зеленовато-серые, метабентониты светло-серые или желтоватые. Кероген в идавереском горизонте в разрезе скв. Пярну не установлен.

Мощность горизонта в этой скважине составляет 6,35 м и тем самым существенно не отличается таковой в скв. Рапла - 6,55 м.

Нижняя граница горизонта менее резкая, чем на профиле I-I.

Она проводится по исчезновению франколитовых оолитов встречающихся в верхах кукрузеского горизонта, а также отчасти по изменению глинистости пород (см. рис. 17).

В южной части профиля II-II (скв. Энгуре и Кандава) идавереский горизонт характеризуется относительно маломощными (скв. Энгуре 3,00 м, скв. Кандава 3,50 м) терригенно-карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями. В разрезе скв. Энгуре и в нижней части интервала в разрезе скв. Кандава горизонт представлен сильноглинистыми скрытокристаллическими мелкодетритовыми (реже мелкодетритистыми) зеленовато-серыми известняками с прослоями (мощностью 2-6 см) темно-зеленовато-серых известковых и реже глинистых мелкодетритовых мергелей. В детрите сильно преобладают обломки трилобитов (77,6 - 96,0%), реже встречаются остатки иглокожих, брахиопод, остракод, мшанок и водорослей. Детрит неравномерно пиритизированный. Текстура известняков тонко- до среднеслоистая, местами (в скв. Энгуре) до полукомковатого. Содержание доломита, как в известняках, так и в мергелях не превышает 5%. В верхней, а также в средней (скв. Энгуре) части горизонта присутствуют прослой метабентонита мощностью до 5 см, а также ряд уровней со скоплениями чешуек биотита и мусковита.

Верхняя часть горизонта в разрезе скв. Кандава представлена известковыми, реже глинистыми мергелями, а также с прослоями известковых глин и метабентонитов. Встречаются редкие прослой сильноглинистых известняков мощностью 2-3 см.

Нижняя граница идавереского горизонта в южной части характеризуемого (II-II) профиля проводится по исчезновению характерных для кукрузеского горизонта франколитовых оолитов, а также по повышенному содержанию терригенного материала в идавереском го-

ризонте. Таким образом, эта граница здесь менее четкая, чем на профиле I-I, где она маркируется обычно несколькими поверхностями перерыва.

Йыхвиский горизонт (D_I). На профиле I-I горизонт представлен глинисто-карбонатными породами, в которых содержание терригенного материала увеличивается в восточном направлении. В западных разрезах (скв. Кыргессааре, Хаапсалу, Рапла) преобладают средне- и сильноглинистые известняки с прослоями более чистых известняков, а также известковых мергелей (особенно в разрезе скв. Хаапсалу).

В восточных разрезах, в скв. Савала и особенно в скв. Пагари, где горизонт представлен полной мощностью (см. рис. 16), развиты сильноглинистые известняки и известковые мергели (особенно в верхней части горизонта в скв. Пагари) с редкими прослоями более чистых, в основном слабоглинистых, известняков. Таким образом, на профиле I-I довольно четко прослеживается тенденция, отмеченная уже ранее (см. Рымусокс, 1970), что в Северной Эстонии с повышенным содержанием терригенного материала отличается верхняя часть Йыхвиского горизонта.

Структура известняков преимущественно микрокристаллическая, редко тонкокристаллическая, особенно в восточных разрезах. В западной части профиля прослоями в керне прослеживается скрытокристаллическая структура глинисто-карбонатной основной массы.

Известняки светло-серого цвета с зеленоватым или синеватым оттенками, мергели зеленовато-серые.

Содержание доломита обычно не превышает 10%, составляя в среднем 5%. Только в разрезе скв. Пагари оно по 21 анализам в среднем 10,8%, а максимальное содержание доходит до 21,2%. По-

вышенное содержание доломита в разрезе скв. Пагари явно указывает на его катагенетический характер.

Содержание органогенно-обломочного материала в западных разрезах обычно в пределах 20-25% и в редких случаях достигает до 40%. В восточной части профиля оно колеблется главным образом в пределах 8-15% редких прослоев доходя до 30%. В групповом составе детрита в западных разрезах чаще встречаются остатки иглокожих и мшанок, составляя до 80% детрита. В восточных разрезах ведущую роль играют обломки трилобитов. Во всех разрезах постоянно присутствует (обычно не более 10%) брахиоподовый органогенно-обломочный материал, а также остракодовый детрит (обычно 2-7%). Спорадически встречаются обломки двусторонних, губок и водорослей. Пиритизация детрита сравнительно редкая и неинтенсивная. В преобладающем присутствует мелкий детрит.

Текстура пород Йыхвиского горизонта тонко- и среднеслоистая, часто нечеткая (особенно в восточных разрезах) и волнистая. Мощность прослоев мергеля в низах горизонта в западной части профиля не более 1-2 см, в восточных разрезах до 5-6 см, а в верхней части достигает до 15 см (особенно на востоке).

Метабентонитовые прослои в типичном виде установлены только в разрезах скв. Хаапсалу (4 прослоя мощностью от 2 до 5 см) и Рапла (2 прослоя мощностью от 1 до 5 см). В разрезе скв. Савала нижняя граница горизонта маркирована прослойкой мергеля мощностью менее 1 см с редкими чешуйками биотита, а в разрезе скв. Пагари на нижней границе горизонта установлены только следы метабентонитоподобного слоя мергеля с единичными чешуйками биотита. В разрезе скв. Киргессааре метабентониты не обнаружены.

Начиная со скв. Рапла и к востоку от нее встречен кероген

кукерсита, особенно в нижней части горизонта. Кероген прослеживается отдельными зернами в основной массе (особенно в разрезе скв. Рапла) и небольшими скоплениями в ходах илоедов.

Нижняя граница горизонта в западных разрезах проводится по поверхности перерыва с пиритовой импрегнацией, а в восточных разрезах по тонкому прослою метабентонитоподобного мергеля (см. рис. 16). Поверхности перерыва с пиритовой импрегнацией встречены также в верхах горизонта в разрезе скв. Рапла (одна поверхность) и в нижней половине горизонта в разрезе скв. Пагари (пять поверхностей). В последнем разрезе одна поверхность с фосфатной импрегнацией.

Мощность Йыхвиского горизонта на профиле I-I закономерно увеличивается в восточном направлении от 0,55 м (скв. Кыргессааре) до 11,90 м (скв. Пагари).

На профиле II-II характеризованные выше средне- и сильноглинистые мелкодетритистые и мелкодетритовые известняки Йыхвиского горизонта скв. Рапла переходят в южном направлении (скв. Пярну) в менее глинистые известняки больше обогащенные детритом.

В разрезе скв. Пярну Йыхвиский горизонт сложен слабо- и среднеглинистыми (в нижней половине) и средне- и сильноглинистыми (в верхней половине) микро- и тонкокристаллическими, светло-серыми с зеленоватым оттенком, мелко- до крупнодетритовыми, среднеслоистыми известняками. Детрит больше пиритизированный, чем на профиле I-I. Текстура известняков обусловлена волнистыми прослойками и тонкими (до 4 мм) прослоями известкового мергеля.

Нижняя граница горизонта в разрезе скв. Пярну проводится по кровле метабентонитового прослоя мощностью 8 см. В верхней половине горизонта присутствует прослой того же материала мощ-

ностью 10 см. Общая мощность горизонта в разрезе скв. Пярну по сравнению с разрезом скв. Рапла уменьшена только на 10 см и составляет 4,10 м.

В разрезе скв. Энгуре Йыхвиский горизонт представлен сильно-глинистыми скрытокристаллическими, зеленовато-серого цвета, преимущественно мелкодетритистыми, тонко- до среднеслоистыми известняками. В самом южном разрезе (скв. Кандава) характеризованные выше (скв. Энгуре) известняки составляют только примерно одну треть из всего Йыхвиского горизонта. Здесь они чередуются (мощность прослоев известняка до 20 см) с зеленовато-серыми известковыми мергелями с редкими мелким детритом.

Содержание детрита в отложениях Йыхвиского горизонта в двух последних разрезах колеблется в пределах 7-12%. В групповом составе детрита преобладают (70-80%) обломки трилобитов, следуют по частоте встречаемости обломки остатков таких групп как иглокожие, остракоды, мшанки и водоросли.

Мощность горизонта в этих скважинах значительно уступает таковому в северных разрезах, составляя в Энгуре 1,10 м и в Кандава 2,30 м.

Нижняя граница в обоих случаях литологически проводится условно по тонкому (1-2 мм) метабентонитоподобному прослою мергеля и по существу является фаунистической. Аналогичных прослоев внутри горизонта в разрезе скв. Кандава прослеживается четыре, а в разрезе скв. Энгуре они отсутствуют.

Кейлаский горизонт (D_{II}). На профиле I-I горизонт сложен относительно мощной толщей терригенно-карбонатных пород с очень и менчивым содержанием алевроитово-пелитового материала. При этом горизонтальные изменения содержания терригенного компонента на изученном профиле менее существенные, чем в вертикальном направ-

лении в отдельных разрезах скважины.

В западных скважинах (Кыргессааре и Хаапсалу) преобладают среднеглинистые известняки. В средней и восточной частях профиля (скв. Рапла и Пагари) среднее содержание нерастворимого остатка (на основе 22 анализов в обоих разрезах) составляет соответственно 21,4 и 24,6%. Амплитуда колебания содержания терригенного материала при этом в разрезе скв. Рапла от 7,4 до 36,0% и разрезе скв. Пагари от 9,9 до 44,2%. Таким образом, прослеживается слабо-заметная тенденция к увеличению количества терригенного компонента в восточном направлении. Чистые известняки встречены прослоями (мощностью до 0,6 м) в средней части горизонта во всех разрезах, наименее четко, та часть разреза прослеживается в разрезе скв. Пагари. Эти чистые известняки относятся к пяссколаской пачке (D_{II}^{BP}). Известковые доломитизированные мергели преобладают в низах и верхах разреза скв. Хаапсалу и в верхней части горизонта в разрезе скв. Пагари.

Содержание доломита в незатронутых вторичной доломитизацией разрезах (скв. Кыргессааре и Рапла) составляет в среднем 6,0%. В разрезах скв. Хаапсалу и Пагари содержание доломита доходит соответственно до 11,4 и 12,0%.

Структура терригенно-карбонатной основной массы крыто- и микрокристаллическая с небольшим перевесом в сторону последней разновидности. В кейласком горизонте впервые в ордовике Балтийского бассейна в массовом количестве появляется сгустковый материал, особенно в пяссколаской пачке (подробнее см. Пылма, 1975).

Цвет известняков светло-серый с зеленоватым, синеватым или желтоватым (пяссколаская пачка) оттенками, мергели зеленовато-серые.

Детрит в изученных разрезах на профиле I-I имеет впервые в среднем ордовике четко выраженную тенденцию к неравномерному распределению в породе. Фоновое содержание детрита довольно постоянное и составляет 14-16%. Концентрация детрита проявляется в виде мелких гнезд диаметром 1-3 см и линзовидных прослоев мощностью до 5 см. Содержание детрита в них колеблется в пределах 30-45%, превышая нормальное фоновое содержание в среднем 2-3 раза.

Групповой состав детрита в отложениях кейлаского горизонта на профиле I-I очень изменчивый от шлифа к шлифу. Чаще всего в шлифах преобладают обломки трилобитов, составляя 30-50% из общего содержания детрита. Реже основной группой детрита служат мшанки (30-40%), в основном в нижней половине горизонта. В редких случаях основными детритообразующими группами являются иглокожие (особенно в верхней половине горизонта), брахиоподы, двустворки, гастроподы и водоросли (*Mastopora*). В пределах I-2% присутствует остракодовый детрит, иногда встречены разрозненные спикулы губок. Таким образом, органогенно-обломочный материал кейлаского горизонта носит четко выраженный полидетритовый характер. Изменения группового состава в горизонтальном плане сводятся к тому, что с запада на восток увеличивается содержание детрита трилобитов и главным образом за счет уменьшения содержания детрита таких групп как мшанки, двустворки и иглокожие. Детрит местами, особенно в верхней части горизонта в разрезах скв. Рапла и Пагари частично пиритизирован.

Текстура известняков кейлаского горизонта на профиле I-I в преобладающем среднеслоистая до полукомковатого. Мощность прослоев мергеля до нескольких десятков сантиметров. В средней

части горизонта встречаются от одного до двух пиритизированных поверхностей перерыва (см. рис. 16). Пиритизированная поверхность перерыва отмечена также на нижней границе горизонта в разрезе скв. Хаапсалу и 0,5 м выше нижней границы в разрезе скв. Кургессааре.

Следует отметить еще присутствие керогена кукурсита в некоторых прослоях мергеля в нижней части горизонта в разрезе скв. Рапла.

Нижняя граница кейлаского горизонта во всех скважинах на профиле I-I проводится по подошве самого мощного метабентонитового прослоя в разрезе ордовика Балтийского бассейна, слой "а" по Э. Юргенсон (1958). Мощность этого прослоя на данном профиле колеблется от 40 до 2 см, уменьшаясь к востоку. Менее мощные (до 5 см) метабентонитовые прослои присутствуют и на ряде других уровней в пределах кейлаского горизонта. Исключением является только разрез скв. Пагари, где слой "а" единственный в кейласком горизонте.

Мощность горизонта на профиле I-I уменьшается к востоку от 22,8 м (скв. Кургессааре) до 12,5 м (скв. Пагари).

На профиле II-II в разрезе скв. Пярну в кейласком горизонте развиты во многом аналогичные со скв. Рапла средне- и сильноглинистые, преимущественно микрокристаллические, светло-серые с зеленоватым оттенком, мелкодетритистые до мелкодетритовых (в верхней части горизонта), тонко- и среднеслоистые (прослоями до полужомковатых) известняки. Местами детрит слабо пиритизированный, в верхней части горизонта увеличивается роль крупного детрита. Мощность волнистых прослоев известкового мергеля обычно в пределах 1-3 см. Только в интервале 333,2 - 334,85 м преобладает известковый мергель с прослоями и комками средне- и сильноглинисто-

го известняка.

В верхней половине горизонта местами, по-видимому, присутствует отдельными зернами кероген кукерсита. В разрезе скв. Пярну для кейлаского горизонта также характерно присутствие метабентонитовых прослоев (см. рис. 17), из которых подошва наиболее мощного (0,3 м) является границей между Йыхвиским и кейласким горизонтами. В отличие от разреза скв. Рапла здесь не установлены известняки пясскилаской пачки. Мощность горизонта в разрезе скв. Пярну уменьшен по сравнению с северными разрезами и составляет 8,6 м.

К югу от Пярну на профиле II-II граница между кейласким и оандуским горизонтами в настоящее время является еще нечеткой как по фаунистическим, так и по литологическим критериям. Таким образом, в разрезах скв. Энгуре и Кандава эти горизонты рассматриваются вместе. Из этого комплекса карбонатно-терригенных отложений в вышеназванных скважинах к кейласкому горизонту относятся: тонкое чередование (через 3-8 см) сильноглинистых известняков и известковых мергелей (нижняя часть горизонта); известняки скрытокристаллические, мелкодетритистые, зеленовато-серые, детрит местами слабо пиритизирован; мергель известковый, в верхней части прослоями до глинистого, детрит встречается небольшими (диаметром 2-3 см) скоплениями. Содержание крупного детрита доходит до 30%. Местами в мергелях прослеживается микрослойчатость.

Верхняя часть горизонта сложена известковыми и глинистыми мергелями, переходящими в верхах в карбонатные (доломитистые) глины с незначительным содержанием органогенно-обломочного материала. Текстура пород микрослойчатая или микрослоеватая. Эта

часть кейлаского горизонта относится к блиденской свите. В разрезе скв. Кандава в этой части горизонта присутствуют также прослой (мощ. до 10 см) сильноглинистого известняка.

Нижняя граница кейлаского горизонта в разрезе скв. Энгуре проводится по пиритизированной поверхности перерыва, а в разрезе скв. Кандава по подошве метабентонитового прослоя мощностью 30 см. В разрезе скв. Энгуре установлен один метабентонитоподобный прослой глинистого мергеля мощностью 5 см, а в разрезе скв. Кандава количество метабентонитовых и им подобных прослоев доходит до четырех.

Оандуский горизонт (D_{III}). Этот горизонт характеризуется на профиле I-I сравнительно маломощным, однако, пестрым комплексом карбонатных пород — от чистых известняков до глинистых мергелей.

Р. Мяннилем (1960) в оандуском горизонте по макролитологическому составу выделены четыре комплекса пород (снизу вверх): нижний глинистый известняк ($D_{III}O^1$), глинистый мергель ($D_{III}O^2$), верхний глинистый известняк ($D_{III}O^3$) и плотный известняк ($D_{III}O^4$). Из них первый комплекс в изученных разрезах на профиле I-I отсутствует. Только в разрезе скв. Кыргессааре в подошве горизонта встречен слой среднеглинистого микрокристаллического, синевато-серого, слабо доломитизированного, мелкодетритового (детрит сильно пиритизированный), среднеслоистого до полугомбоватого известняка. На нижней границе горизонта (на поверхности перерыва) залегает конгломератовидный прослой мощностью 5 см, диаметр пиритизированных плоских галек в нем до 4 см. Эти отложения, по-видимому, относятся к сакуской пачке оандуского горизонта ($D_{III}S$).

Комплекс O^2 присутствует во всех скважинах на профиле I-I, и на его счет падает основной объем горизонта от 0,70 (скв. Хаапсалу) до 2,90 м (скв. Пагари). В изученных разрезах этот комплекс представлен преимущественно известковыми мергелями с прослоями глинистых мергелей, особенно в средней части O^2 . Мергели зеленовато- или синевато-серые, в некоторых разрезах (скв. Хаапсалу) слабо доломитизированные, но обычно доломита не более 9%. Содержание детрита в мергелях небольшое (в пределах 5-15%), на распределение его часто неравномерное — встречаются маленькие (диаметром 1-2 см) скопления, пиритизация минимальная. Групповой состав детрита очень изменчивый, однако, чаще встречаются остатки трилобитов, брахиопод, иглокожих и мшанок. Практически лишены детрита прослой глинистых мергелей. В мергелях обычно прослеживается нечеткая микрослойчатая текстура.

Характерной особенностью мергелей O^2 является присутствие в них прослоев двух типов известняков мощностью до 5 см. Чаще они встречаются в разрезе скв. Кыргессааре. Одну разновидность составляют микрослойчатые сгустковые известняки. Текстура в них обусловлена чередованием слойков с различным диаметром сгустков, а также с различным содержанием пирита. Эти известняки в разной степени глинистые, микрокристаллические, обычно светло-серые, органогенно-обломочный материал в них практически отсутствует. На верхней поверхности этих прослоев иногда (скв. Пагари) прослеживаются знаки рыб и течения.

Другой разновидностью прослоев известняка в мергелях O^2 являются прослой цельнораковинного материала, которые содержат кроме более или менее целых скелетных остатков их детрит, сгустки и обломочный известняковый материал. Содержание в них терри-

генного материала нередко менее 10%, структура основной массы скрыто- или микрокристаллическая. Групповой состав детрита разнообразен, цельнораковинный материал представлен главным образом остатками брахиопод и мшанок.

Следует также отметить, что в разрезе скв. Пагари в нижней части O^2 установлен прослой метабентонитоподобной глины с чешуйками биотита мощностью 5 см.

Верхние глинистые известняки (O^3) установлены на профиле I-I только в двух крайних скважинах (Кыргессааре и Пагари) с мощностями соответственно 0,75 м и 0,20 м. Этот комплекс представлен среднеглинистыми, микрокристаллическими, светло-серыми с зеленоватым оттенком, местами (скв. Кыргессааре) слабо доломитизированными известняками с неравномерно распределенным мелким, частично пиритизированным детритом. Текстура пород тонко- и среднеслоистая. В O^3 часто присутствуют пиритизированные поверхности перерыва, на которых встречаются мелкие (диаметром до 2 см) пиритизированные гальки.

Верхи оандуского горизонта представлены плотным известняком O^4 по Р. Мянилю (1960). На профиле I-I этот комплекс имеет повсеместное распространение и характеризуется чистыми (содержание терригенного материала 7-9%), микрокристаллическими (пятнами и прослоями до скрытокристаллических), светло-серыми с желтоватым или зеленоватым оттенками, местами слабо доломитизированными, мелкодетритистыми, тонко- и среднеслоистыми известняками. В групповом составе преобладают остатки водорослей, среднее содержание которых колеблется в пределах 45-50%, иногда доходя до 80%. Реже встречаются органогенно-обломочный материал трилобитов, брахиопод и иглокожих, а содержание остракод и мшанок обычно в пределах 1-3%. В комплексе прослеживаются частые пири-

тизированные поверхности перерыва, чаще они встречаются в западных разрезах. Характерной особенностью O^4 является присутствие здесь редких зерен керогена кунерсита и стустикового материала (не более 5%), а также частые горизонтальные ходы илоседов (диаметром 1-3 мм) особенно в западных разрезах (скв. Киргессааре). Мощность комплекса в общем уменьшается к востоку от $O,90$ (скв. Хаапсалу) до $0,35$ м (скв. Пагари).

Нижняя граница оандуского горизонта на профиле I-I четкая и проводится во всех изученных скважинах по маркантной пиритизированной поверхности перерыва, пиритизация которого по ходам зарывания иногда (скв. Пагари) доходит до глубины 35 см от поверхности. Мощность горизонта колеблется в пределах от $1,40$ (скв. Рапла) до $3,45$ м (скв. Пагари).

На профиле II-II в разрезе скв. Пярну оандуский горизонт представлен всеми выделенными Р. Мянилем (1960) комплексами пород (см. также Кала и др., 1962). Первый комплекс (O^I) в разрезе скв. Пярну характеризуется средне- и сильноглинистым микро- и тонкокристаллическим, зеленовато-серым, с редким мелким детритом, тонкослоистым известняком мощностью 10 см.

Остальные литокомплексы оандуского горизонта в разрезе скв. Пярну не отличаются от таковых характеризованных на профиле I-I. Общая мощность горизонта по сравнению с разрезом скв. Рапла уменьшен незначительно, составляя $1,35$ м. В мергелях O^2 установлен прослой метабентонитоподобной глины с чешуйками биотита мощностью 2 см. На нижней границе горизонта прослеживается сильно выраженная пиритизированная поверхность перерыва.

Как уже ранее отмечено, к югу от Пярну в разрезах скв. Энгуре и Кандава выделен нерасчлененный кейласко-оандуский комплекс

соответствующими мощностями 6,70 и 7,70 м, верхняя половина которого относится к оандускому горизонту.

Литологически горизонт в этих скважинах сложен зеленовато-серыми известковыми, глинистыми мергелями и карбонатными глинами с редким мелким детритом (верхняя часть блиденской свиты) и черными граптолитовыми аргиллитами моссенской свиты. Верхняя часть блиденской свиты отличается от ранее характеризованной нижней части с повышенной глинистостью. Граница блиденской и моссенской свит выражена в виде резкого перехода. В контактовой части аргиллиты сильно обработаны ходами илоедов. Черные аргиллиты моссенской свиты микрослойчатые, на поверхностях напластования часто отмечены скопления остатков граптолитов и беззамковых брахиопод. Текстура пород обусловлена различиями в содержании органического материала и тонкорассеянного пирита, а также с различиями в гранулометрическом составе.

Раквереский горизонт (E). На профиле I-I раквереский горизонт представлен сравнительно мощной толщей скрытокристаллических, чистых, светло-серых с желтоватым или синеватым оттенком, известняков преимущественно с водорослевым детритом. В разрезе скв. Хаапсалу прослеживается интенсивная вторичная доломитизация (до доломита), особенно в нижней части горизонта.

Выделенные Р. Мяннилем (Männil, 1950) две части горизонта были В. Кырвелем (1962) названы пийлсеской (нижняя) и тудуской (верхняя) пачками.

В изученных разрезах на данном профиле пийлсескую пачку (E'r) можно характеризовать как комплекс чистых (среднее содержание терригенного материала 5,3%), скрытокристаллических, светло-серых или серых с желтоватым или синеватым оттенком,

тонко- до среднеслоистых, в нижней части местами до толстослоистых известняков с редким (среднее содержание 3-5%) преимущественно мелким детритом. Содержание доломита в незатронутых вторичной доломитизацией разрезах в среднем составляет 5%. Преобладающей группой в составе детрита являются остатки известковых водорослей с содержанием до 98%, однако встречаются образцы, где преобладающей группой в детрите служат обломки брахиопод и членики иглокожих. В меньших количествах и не повсеместно участвуют в детрите остатки мшанок, трилобитов, остракод, двустворок и гастропод. В восточном направлении уменьшается роль водорослей в детрите и увеличивается содержание таких групп, как трилобиты и брахиоподы.

Характерной особенностью пийлсеской пачки является присутствие здесь, особенно в верхней или средней (скв. Кыргессааре) части густой сети пиритизированных (тонкорассеянный пирит) пятен и разводов, которые развиты главным образом по ходам илоедов или по остаткам водорослей, сохранившиеся в виде обозначенных пиритом теневых контуров (Вингисаар, 1971). При этом интересно отметить, что в остатках фауны и в их детрите пирит присутствует только редкими микрокристаллами. В нижней части пачки пиритизированные ходы илоедов редкие и их диаметр здесь доходит до 7 мм, в то время когда в верхней части он редко более 2 мм. В пачке, особенно в нижней части, присутствует кероген куерси-та, связанный с прослойками мергелей и находящиеся близко к ним ходами илоедов.

Мощность пийлсеской пачки на профиле I-I колеблется в пределах от 10,50 (скв. Рапла) до 20,70 м (скв. Хаапсалу). На нижней границе пачки присутствует во всех разрезах пиритизированная поверхность перерыва.

При среднемасштабной геологической съемке нижняя часть пийлсеской пачки выделена Э. Кала (Кала и др., 1969) в самостоятельную кийдеваскую пачку, которая в изученных нами скважинах встречается в следующих интервалах: Кыргессааре от 33,00 до 44,95 м, Хаапсалу от 89,00 до 99,70 м, Рапла от 121,70 до 125,50 м, Нагари от 8,20 до 8,95 м. На данном профиле кийдеваская пачка отличается от пийлсеской (в узком смысле) пачки с меньшей (4,8%) глинистостью (в пийлсеской пачке 5,8%), большим содержанием (6,6%) доломита (в пийлсеской пачке 3,8%), здесь чаще, чем в пийлсеской пачке присутствует кероген кукерсита. Породы двух пачек отличаются и по цвету — известняки кийдеваской пачки с желтоватым оттенком, а в пийлсеской пачке господствует синеватый оттенок, обусловленный частыми пиритизированными пятнами и разводами. По структуре основной массы, по содержанию детрита и по его групповому составу эти две пачки не отличаются.

Верхняя часть раквереского горизонта на профиле I—I представлен тудуской пачкой (E T), которая в изученных разрезах характеризуется чистыми (среднее содержание терригенного материала 3,9%), скрытокристаллическими (в верхней части присутствует также микрокристаллический карбонат), светло-серыми со слабым желтоватым оттенком, мелкодетритистыми, тонкослоистыми известняками. Содержание доломита во вторично недоломитизированных разрезах составляет около 3%. В составе детрита преобладают обломки водорослей (от 45 до 80%), реже встречаются остатки трилобитов, иглокожих брахиопод и остракод. Только в единичных шлифах отмечен детрит двустворчатых, гастропод и мшанок.

Для тудуской пачки также характерно присутствие керогена

куперсита, связанного с ходами илоедов и прослойками мергеля. Эта пачка отличается от остальной части раквереского горизонта отсутствием пиритизированных пятен и разводов.

Мощность тудуской пачки в разрезе скв. Кыргессааре составляет 5,75 м, в разрезе скв. Хаапсалу 3,90 м и в разрезе скв. Рапла 6,80 м. На нижней границе пачки — пиритизированная поверхность перерыва. Они встречаются также внутри пачки на разных уровнях и на верхней границе пачки. Последняя поверхность перерыва, покрытая пылевидным глауконитом (скв. Кыргессааре и Рапла) является границей между раквереским и набаласким горизонтами, а также принята в качестве верхней границы среднего ордовика (Мянниль, 1966).

Для раквереского горизонта в целом на профиле I—I следует еще отметить небольшую, однако четко выраженную тенденцию к увеличению среднего содержания терригенного материала к востоку. Так, в районе скв. Кыргессааре и Хаапсалу оно составляет 4,4%, в Рапла 5,0%, а в Пагали 6,0%.

Характерной особенностью всех скрытокристаллических (афанитовых) известняков, в том числе и раквереских, является присутствие в них явлений синерезиса. В изученных ядрах трещины синерезиса очень тонкие. Обычно их ширина в пределах 1–2 мм и только в редких случаях достигает до 5 мм. Они в основном вертикальные или субвертикальные, а длина трещин, заполненных вторичным кальцитом, составляет 1–2 см редко доходя до 5 см.

Мощность раквереского горизонта изменяется в следующих пределах: скв. Рапла — 17,3 м, скв. Кыргессааре — 21,95 м и скв. Хаапсалу — 24,60 м. При этом следует отметить, что около 10 км южнее скв. Хаапсалу установлена максимальная мощность раквереского горизонта для Прибалтики. Это разрез скв. Азукюла, где по

данным А. Рымусокса (Рымусокс, 1966) мощность горизонта составляет 27,80 м.

В разрезе скв. Пярну (профиль II-II) мощность раквереского горизонта по сравнению с разрезом скв. Рапла существенно уменьшена и составляет только 6,35 м. Здесь, как и на профиле I-I, выделены пийлсеская (320,60 - 324,20; 36 м) и тудуская (324,20 - 326,95; 2,75 м) пачки, а кийдеваская пачка отсутствует. Однако, выделение пачек довольно условное - тудуская пачка отличается от пийлсеской по присутствию микрокристаллического карбоната (особенно в верхней части), в то время когда пийлсеская пачка характеризуется только скрытокристаллическими известняками. В разрезе скв. Пярну отсутствуют характерные для пийлсеской пачки пиритизированные пятна и разводы. Кероген здесь присутствует только в верхах тудуской пачки. По сравнению с разрезом скв. Рапла здесь в пределах всего горизонта, прослеживается некоторое увеличение глинистости (среднее содержание 6,7%) и уменьшение содержания доломита (среднее содержание 2,8%). В остальном породы раквереского горизонта разреза скв. Пярну не отличаются от характеристики, приведенной для профиля I-I.

На нижней и верхней границах горизонта в разрезе скв. Пярну установлены пиритизированные поверхности перерыва, покрытые пылевидным глауконитом. Нечеткая пиритизированная поверхность перерыва встречена на глубине 321,40 м.

К югу от скв. Пярну чистые афанитовые известняки раквереского горизонта замещаются более глинистыми отложениями (приекульская пачка). В разрезах скв. Энгуре и Кандава к этой пачке относятся зеленовато-серые доломитистые глины и глинистые мергели с тонкими 1-2 см прослоями и линзами сильноглинистых

скрытокристаллических известняков. Текстура мергелей является массивной. Нередко встречаются горизонтальные ходы илюедов диаметром 1-2 мм. Содержание детрита в породах раквереского горизонта колеблется в пределах 3-5%. В групповом составе сильно преобладают обломки трилобитов, редко встречаются остатки остракод, брахиопод и иглокожих.

Нижняя граница горизонта выражена в виде сравнительно быстрого перехода (в пределах 10 см) от черных граптолитовых аргиллитов к зеленовато-серым глинистым мергелям. В разрезе скв. Энгуре верхняя граница горизонта, которая также является верхней границей среднего отдела ордовика, совпадает со слабо выраженной пиритизированной поверхностью перерыва. В разрезе скв. Кандава она проведена в основном по фаунистическим критериям. Мощность раквереского горизонта в скв. Энгуре составляет только 2,40 м, а в скв. Кандава доходит до 4,50 м.

В результате проведенных исследований выяснено, что среднеордовикские (вирусские) отложения в двух изученных профилях представлены главным образом отложениями открытого шельфа.

На первом профиле по всем литологическим и фаунистическим признакам прослеживается постоянное закономерное углубление бассейна к востоку, в направлении Московской синеклизы. Как уже ранее отмечено, здесь распространяются отложения открытого шельфа. Следует отметить, что начиная с кейлаского времени здесь появляются (в начале только прослоями) чистые от терригенной примеси тонкие карбонатные илы с водорослевым детритом и со ступковым материалом, указывающие, по-видимому, на существенную изолированность этой части бассейна.

На втором профиле фациальный набор отложений более разно-

образный, чем на первом профиле. В конце вирусского времени ($D_{II} - D_{III}$ частично E) в Елгавском прогибе отлагались некомпенсированные депрессионные отложения в виде черных граптолитовых, зеленовато-серых карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных илов. В идавереское время в пределах переходной полосы накопились близкие к отмельным, чистые от терригенной примеси карбонатные зернистые (детритные) отложения.

Глава III. МАКРОФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В данной главе рассматривается таксономический состав и распределение макрофауны и флоры с целью выдвигать в дополнение к литологическим критериям некоторые биологические критерии для выяснения фациальных условий в среднеордовикском бассейне Северной и Средней Прибалтики. Фаунистические изменения анализируются по профилям Кыргессааре-Нагари (I-I) и Раппа-Кандава (II-II). При этом попытаемся иметь в виду все основные группы макрофауны (мшанки, брахиоподы, моллюски, трилобиты, иглокожие и другие группы) установленные в среднеордовикских отложениях изученных разрезов. При статическом анализе группового состава фауны отдельных стратиграфических подразделений учтено до 13 групп организмов (см. табл. I-5). Беззамковые брахиоподы рассматриваются в качестве самостоятельной группы, так как в изученных разрезах они представлены главным образом эпипланктонными формами, т.е. иным экологическим типом, чем бентосные замковые брахиоподы.

В ходе настоящей работы не проведено специальных палео-экологических исследований необходимых для всестороннего фациального анализа. Распространение таких в фациальном аспекте важных представителей бентоса как мшанки, гастроподы, двусторки и некоторые другие рассматриваются в данной работе только на групповом уровне. Поэтому интерпретация фациальных условий основывается только на критериях более общего значе-

ния, как основной тип питания организмов (сестеноеды, детрито-еды, падалееды, хищники), образ жизни и отношение к субстрату (планктонный, подвижный, неподвижный, свободнолежащий на дне, прикрепляющийся). Так в качестве сестеноедов рассматриваются мшанки, брахиоподы, иглокожие и губки, а в качестве детритоедов и падалеедов — гастроподы, двустворки и трилобиты (см. Walker, Bambach, 1974; Тексел, 1974). Надо отметить, что в ходе изучения экологии ордовикских гастропод, двустворок и трилобитов установлено, что в пределах одной и той же группы организмов тип питания может быть четко различный у разных таксонов (видов, родов) (см. Bretsky, 1969; Bergström, 1973; Walker, Bambach, 1974). Цефалоподы, представители организмов способных в большей или меньшей степени к активному плаванию, являются хищниками, питающимися в основном представителями бентоса (возможно, членистоногами) (см. Шиманский, 1962).

Низы среднего ордовика (азерский горизонт) охарактеризованы цефалоподово-трилобитовой фауной в пределах всей Прибалтики. В то время когда трилобиты и цефалоподы, ведущие в большей или меньшей степени активный образ жизни, распространялись на большой территории, представители неподвижного бентоса (брахиоподы, мшанки и иглокожие, в частности *Echino-erhaerites*), имели ограниченное распространение в Северной Прибалтике. С последним районом связано также наибольшее видовое разнообразие трилобитов и обилие цефалопод.

Несмотря на то, что отложения азербайджанского горизонта в разрезах профиля I—I бедны макрофауной, все же отмечаются некоторые фаунистические изменения с запада на восток — от медко-

водной зоны (см. Орвику, 1960) до более глубоководной части бассейна. В азериском горизонте разреза скв. Хаапсалу остатки макрофауны не найдены, но в составе детрита наибольшее значение имеют трилобиты, иглокожие и моллюски (см. Вингисаар, 1971). Те же группы фауны являются характерными для азериского горизонта в разрезах района выходов в Северной Эстонии. Но в последнем районе, повидимому, определенное значение имеют также гастроподы. В нескольких разрезах Западной Эстонии установлен целый ряд видов гастропод, не встреченных в разрезах Восточной Эстонии (см. Рымусокс, 1970, табл. 3). Трилобиты (*Remopleurides* sp., *Iliaenus* sp.) и цефалоподы характеризуют азериский горизонт в разрезе скв. Рапла, но в наиболее восточном разрезе рассматриваемого профиля, в скв. Савала, встречены помимо отмеченных выше групп фауны ещё брахиоподы (*Glossorthis* ? sp., *Christiania* sp.). Имея в виду данные о распространении макрофауны в районе выходов (см. Рымусокс, 1970, табл. 3) и в разрезах скважин (Савала, Эйамаа), выявляется, что брахиоподы, мшанки, а также цистодиеты (*Echinospaerites*) распространялись, в основном, в периферии зоны накопления сероцветных оолитовых известняков. Повидимому, в азериское время существовали наиболее благоприятные условия для жизни неподвижного бентоса в пределах узкой полосы от Северо-Восточной до Средней Эстонии (см. рис. 19). При этом надо отметить, что брахиоподы (*Clitambonites adscendens* (Pander), *Lysophoria longissima* (Pander), *Plectambonites ananea* Orisk и др.) были представлены только толстостенными раковинами, а мшанки — в основном полусферическими и дисковидными зоариями (см. Мянниль, 1959). Такие морфологические типы брахиопод и мшанок

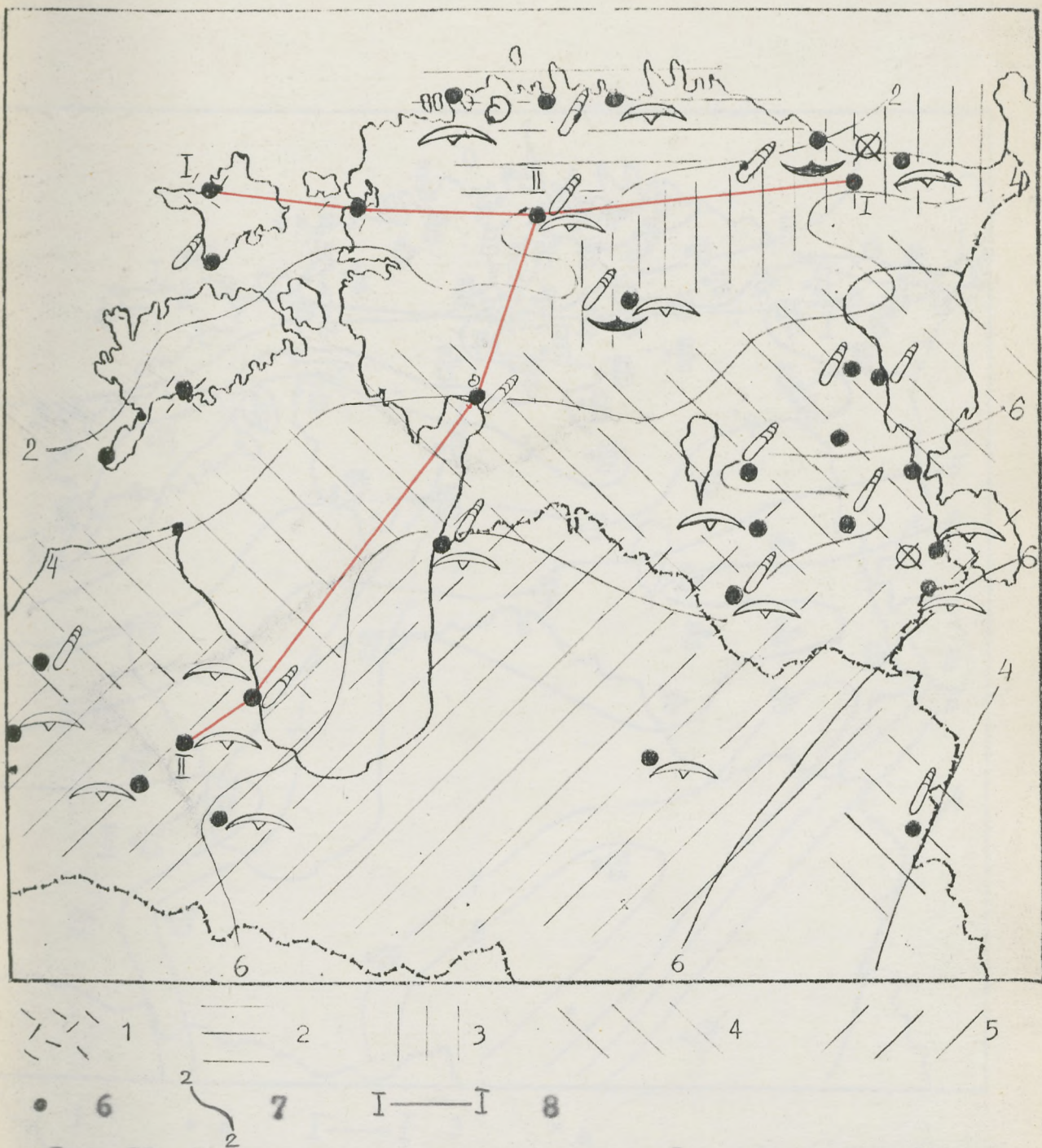


Рис. 19. Биофашии азериского времени. I — детритовая фашиа; 2 — трилобитово-цефалоподово-гастроподовая, 3 — эхиносферитово-цефалоподовая (с трилобитами и брахиоподами), 4 — цефалоподовая (с редкими трилобитами), 5 — трилобитово-цефалоподовая биофашиа. 6 — буровая скважина; 7 — изолинии мощности горизонта (см. Рис. 20); 8 — линии разрезов. Обозначения представителей макрофауны см. рис. 18.

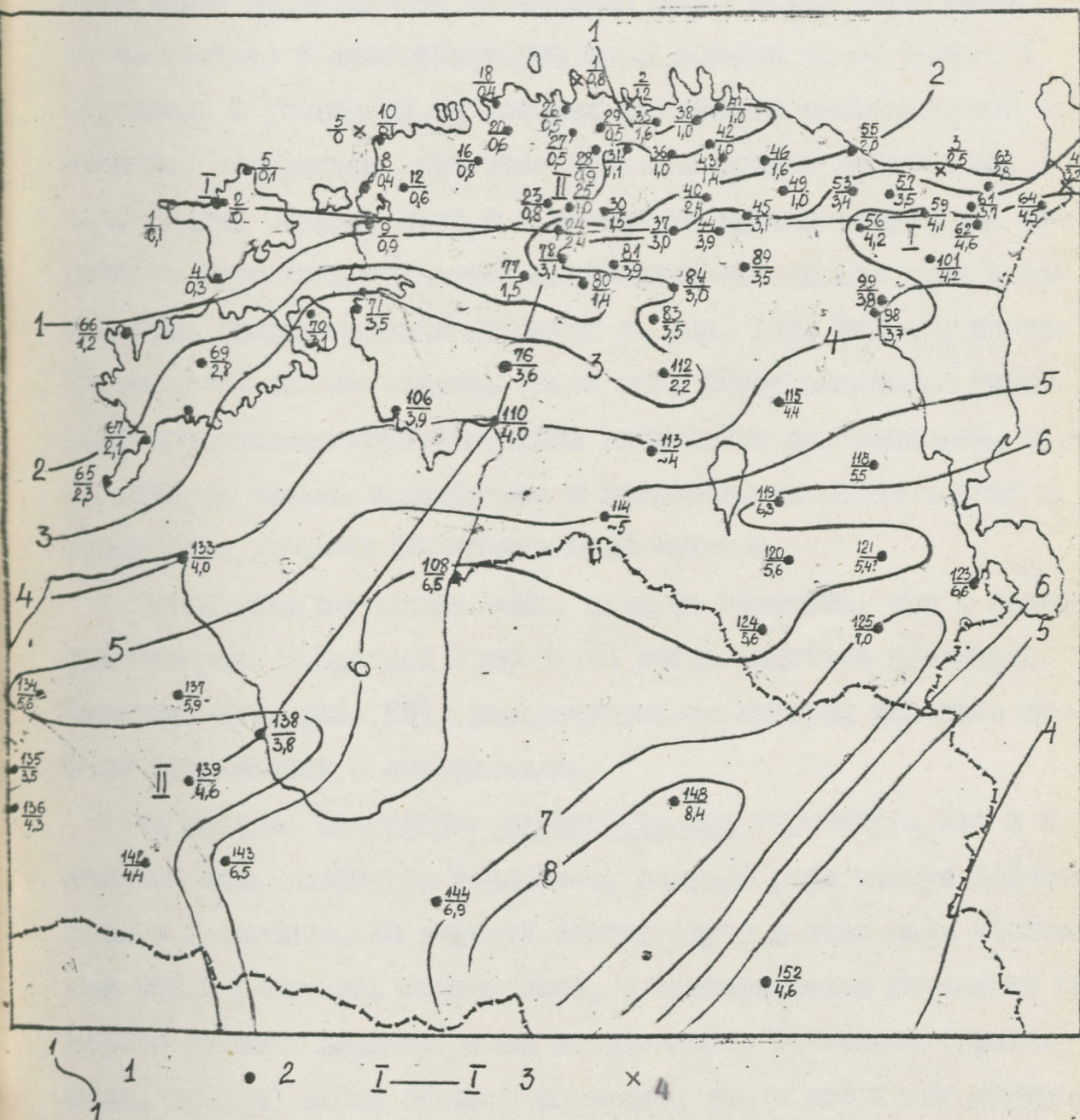


Рис. 20. Карта изолиний мощности азериского горизонта.

I — изолинии мощности; 2 — буровая скважина; 3 — линии разрезов;
 4 — обнажения: I — Виймси, 2 — Убари, 3 — Онтика, 4 — Нарва, 5 —
 Осмуссаар; В числителе порядковый номер скважины (см. рис. 1),
 обнажения, в знаменателе — мощность отложений горизонта в метрах.

указывают на условия подвижной среды.

Пестроцветные известняки азериского горизонта в разрезе скв. Пярну представляют переходную фацию между оолитовыми (скв. Савала) и красноцветными известняками (скв. Энгуре и Кандава). С условиями, в которых накопились пестроцветные отложения, повидимому, приспосабливались только цефалоподы. В скв. Пярну, Эйамаа, Ныва и в некоторых других макрофауна азериского горизонта представлена практически одними лишь цефалоподами (цефалоподовая биофация на рис. 19). Находки трилобитов здесь весьма редкие. Южнее скв. Пярну азериский горизонт представлен красноцветными глинистыми известняками, фауна которых весьма однообразна и представлена цефалоподами и трилобитом *Azerphus* (*Neozazphus*) *platyrus*.

Подытожив сказанное выше, следует отметить, что в пределах Северной и Средней Прибалтики можно выделить несколько биофаций (см. рис. 19), распространение которых довольно хорошо связывается с литофациями.

В составе макрофауны ласнамягиского горизонта, как и в нижележащем, азериском горизонте, ведущую роль играют цефалоподы и трилобиты. Но видовой состав фауны в этих двух горизонтах четко различен. Помимо того, в ласнамягиском горизонте Северной Эстонии представители неподвижного бентоноса (брахиоподы, мшанки) имеют большее значение, чем в азериском горизонте, хотя среди брахиопод всё же преобладают формы с толсто-стенными раковинами (*Clitambonites*, *Estlandia*) и с сильно выпуклыми створками (*Platystrophia*, *Christiania*, *Oerikina*).

В разрезах профиля I-I макрофауна ласнамягиского горизонта представлена помимо цефалопод (составляют до 57% в составе

фауны; см. табл. I) и трилобитов (до 66%; см. табл. 3) еще брахиподами (*Christiania oblonga*, *Leptestia* sp., *Clitambonites* sp.) (до 43%; см. табл. 2) и ишанками (до 50%; см. табл. 2). В изученных разрезах весьма редки или вообще отсутствуют гастроподы и иглокожие, представленные в разрезах выходов (в частности, в Западной Эстонии) несколькими видами. По второму профилю (П-П) прослеживаются довольно четкие изменения таксономического состава макрофауны с севера на юг: цефалоподово-трилобитовая фауна (в разрезах скв. Рапла и Пярну) замещается трилобитово-граптолитовой фауной (в скв. Энгуре и Кандава). При этом в разрезе скв. Пярну видовой состав фауны ласнамягиского горизонта переходного характера. Совместно с цефалоподной *Lituites lituus*, характерной для возрастных аналогов ласнамягиского горизонта на о. Эланд (см. Jaanusson, 1960) встречаются брахиподы родов *Nicolella* и *Leptestia*, которые характерны для Северной Эстонии.

В разрезах скв. Энгуре и Кандава красноцветные отложения в низах ласнамягиского горизонта лишены макрофауны, но сероцветные скрытокристаллические глинистые известняки охарактеризованы тролобитами (*Nileus* sp., *Trinodus* sp., *Raymondaspis* sp., *Pseudozaphrus aciculatus* и др.; см. рис. II и I2) (составляют до 42% в составе фауны; см. табл. 5), большинство которых отсутствует в глинистых детритовых известняках Северной Эстонии. Брахиоподы представлены в скрытокристаллических глинистых известняках мелкими формами родов "*Conotreta*" и *Anisorthisella*, первые из которых считаются (Торянский, 1969) эпипланктонными, прикрепляющимися к водорослям или каким-то другим организмам. Весьма малое значение неподвижного бентоса

в ласнамягиское время в осевой фациальной зоне, возможно, связано с илистым грунтом придонных вод, неблагоприятных для жизни сестеноедов, например, брахиопод, мшанок и иглокожих. Скрытокристаллические известняки ласнамягиского, а также вышележащего ухакусского горизонта содержат помимо представителей бентосных организмов богатый комплекс планктонных граптолоидей (см. рис. II и I2), присутствие которых обычно связывается с наиболее глубоководной частью бассейна (см. Теккел, 1974, с. 267).

Имея ввиду групповой состав организмов в верхней части нижнего ордовика в целом ряде разрезов переходной полосы и осевой фациальной зоны, изученных автором настоящей главы, можно отметить, что по экологическому типу эта фауна (преобладают трилобиты и цефалоподы) весьма близка к фауне азериского и ласнамягиского горизонтов.

В Северной Эстонии в детритовых глинистых известняках ухакусского горизонта распространяется трилобитово-брахиоподово-иглокожневая фауна, которая замещается в скрытокристаллических глинистых известняках осевой части бассейна трилобитово-граптолоидеевой фауной. В ухакусском горизонте Северной Эстонии макрофауна более разнообразна по таксономическому составу, чем в нижележащем ласнамягиском горизонте. При этом в составе фауны ухакусского горизонта увеличилось значение разных прикрепляющихся к субстрату или свободно лежащих на дне организмов — мшанок, брахиопод и иглокожих. По сравнению с ласнамягиским горизонтом значение цефалопод, а также гастропод в ухакусском горизонте уменьшалось.

В разрезах первого профиля (I-I) ухакусский горизонт наи-

более богат макрофауной в разрезе скв. Савала. В этом разрезе чаще всего встречаются трилобиты *Paraseraurus* sp. и *Lonchodomas* sp. и брахиоподы *Clitambonites schmidtii*, *Sowerbyella* sp., *Leptelloidea leptelloides* и др. (см. рис. 6), но наряду с этими видами — ещё и разные мшанки и криноидеи. В других разрезах профиля I-I ухакусский горизонт охарактеризован брахиоподами (составляют до 40% в составе фауны), мшанками (до 27%) и трилобитами (до 30%; см. табл. I-3), но немалое значение имеют также моллюски (цефалоподы и гастроподы). По профилю I-I в восточном направлении прослеживается некоторое увеличение значения трилобитов в общем составе фауны. Итак, в разрезе скв. Кыргессааре трилобиты составляют 13%, в разрезе скв. Хаапсалу — 25%, в разрезе скв. Рапла — 30% и в разрезе скв. Савала — 32% в общем составе фауны. В этом же направлении увеличивается глинистость отложений, и тем самым выявляется прямая зависимость между численностью организмов, питающихся илом (в данном случае трилобитов) и содержанием илистого компонента в осадке (см. Геккел, 1974; с. 282). Та же зависимость прослеживается более четко по второму профилю.

В разрезе скв. Рапла макрофауна ухакусского горизонта представлена в основном трилобитами и брахиоподами (*Clitambonites schmidtii*, *Sowerbyella* sp., *Cremnotheris* sp., но в разрезе скв. Пярну наиболее часто встречаются замковые брахиоподы (*Leptestea musculosa*, *Cremnotheridae*, *Plectambonites* sp., *Platystrophia* sp., и др.; см. рис. 10) и криноидеи. Кроме того, бросается в глаза присутствие микрогастропод и мелких беззамковых брахиопод " *Conotreta*". Тем самым макрофауна ухакусского горизонта разреза скв. Пярну четко отличается от фауны

в более северных и в более южных разрезах рассматриваемого профиля, но имеет большое сходство с фауной, установленной в разрезе скв. Эймаа. Большое значение представительный состав неподвижного бентоса позволяет предполагать, что в ухакское время в районе Пярну и Эймаа существовали фациальные условия, имеющие определенное сходство с таковыми второй половины среднего ордовика в Северной Эстонии. Такие фациальные условия, повидимому, сохранились в районе Пярну до конца идавереского времени.

Несмотря на специфичность ухакской фауны разреза скв. Пярну, она является (на видовом и родовом уровне) переходной между структурно-фациальными зонами. Наряду с видами, общими для разрезов Северной Эстонии и скв. Пярну (*Leptestia musculosa*, *Ristnacrinus marinus* и др.), встречаются виды, наиболее характерные для разрезов осевой фациальной зоны (*Conotreta* sp., *Leptellina* sp., *Panderia* sp.).

В южном направлении брахиоподово-криноидеяная фауна замещается брахиоподовой (с редкими трилобитами и иглокожими), представленной в основном видами характерными для осевой фациальной зоны. Такой комплекс макрофауны установлен в разрезе скв. Икля, имеющем промежуточное положение между разрезами скв. Пярну и Энгуре.

В наиболее южных разрезах профиля II-II, (скв. Энгуре и Кандава) глинистые скрытокристаллические известняки ухакского горизонта содержат богатый и по таксономическому составу разнообразный комплекс макрофауны, в составе которой наибольшую роль играют трилобиты (*Lenchodomas* sp., *Iliaenus* cf. *intermedius*, *Estoniops* sp. n. и др.; см. рис. II, 12), кото-

рые составляют до 57% в составе фауны (см. табл. 4) и граптолоидеи (*Gymnograptus linnaeae*, *Glyptograptus* cf. *teretiusculus* и др.). В осевой структурно-фациальной зоне трилобитово-граптолоидеяная фауна начала развиваться уже в ласнамягское время, но видового разнообразия и обилия особей некоторых видов, наиболее приспособленных к илистым грунтам (например, *Longschodomas rostratus*), достигает эта фауна в ухакусское время. Среди брахиопод, установленных в ухакусском горизонте (см. рис. II, 12), можно считать достоверными бентосными формами, повидимому, только *Alwynella* sp. n. и *Alwynella* cf. *iljersensis*. Обоеднение таксономического состава фауны в верхней половине ухакусского горизонта разрезов скв. Энгуре и Кандава обусловлено, повидимому, какими-то общими причинами, влияющими также на обеднение макрофауны в северной структурно-фациальной зоне.

В отличие от нижележащих горизонтов, курузескому горизонту характерна относительная литофациальная и биофациальная однородность, свидетельствующая о сходных, мелководных условиях в пределах всей Прибалтики (см. также Мяппиль, 1966, с. II5-II7). Исключение представляет только район накопления куверситов в Северо-Восточной Эстонии, где развивалась наиболее обильная и по таксономическому составу наиболее разнообразная бентосная фауна брахиопод, мшанок, трилобитов и других. Отмеченные группы фауны являются характерными для курузеского горизонта в пределах Северной и Средней Эстонии. При этом видовое разнообразие мшанок, трилобитов и брахиопод увеличивается в сторону большего накопления куверсита (см. Рымусокс, 1970, табл. 10).

В Южной Эстонии и в Средней Прибалтике — в районах распространения глинистых детритовых известняков — в составе макрофауны наибольшее значение приобретают трилобиты, эхиноспериты и брахиоподы, а в периферии ареала распространения кукерсита бросается в глаза большое значение криноидей.

В разрезах скв. Кыргессааре, Хаапсалу и Рапла (профиль I-I) кукрузеский горизонт охарактеризован, в основном, брахиоподами (*Oepikina dorsata*, *Paucicrura* sp., *Sowerbyella* sp. и др.; см. рис. 3-5). Только в первом разрезе наряду с брахиоподами встречены довольно часто мшанки. Наиболее богатый комплекс макрофауны установлен в разрезе скв. Савала, располагающейся в центральной части района накопления мощных прослоев кукерсита. Там встречены помимо нескольких видов брахиопод (*Sowerbyella* (*Sowerbyella*) *liliifera*, *Clitambonites schmidtii*, *Clitambonites squamatus*, *Paucicrura navis* и др.) представители мшанок, трилобитов, иглокожих, гастропод, цефалопод и граптолитов, свидетельствующие об исключительно благоприятных условиях для жизни как неподвижных, так и подвижных бентосных организмов.

Брахиоподово-мшанково-трилобитовая фауна кукрузеского горизонта в наиболее северном разрезе профиля ^{II-II} (в скв. Рапла) замещается в южном направлении (в скв. Пярну) брахиоподово-мшанково-криноидеевой фауной (см. рис. 5 и 10). В разрезе скв. Пярну эта фауна не отличается по преобладающим группам организмов от фауны нижележащего ухакусского горизонта этой же скважины, хотя на видовом уровне фауны ухакусского и кукрузеского горизонтов различные.

Рассматриваемым профилем не охвачены разрезы, где кукру-

зеский горизонт охарактеризован трилобитово-эхиносферитовой фауной. Она распространяется в пределах Южной Эстонии и, по-видимому, в северной части Восточной Латвии (см. рис. 21). На видовом уровне эта фауна переходного характера между северной и осевой структурно-фациальными зонами: брахиоподы и иглокожие указывают на фаунистические связи с Северной Эстонией, а трилобиты представлены в преобладающем виде, которые характерны для разреза Западной Латвии. Трилобитово-эхиносферитовая фауна представляет, предположительно, биофацию, которая замещает брахиоподово-мшанково-криноидеевую биофацию. При этом первая из них приурочена, по-видимому, к более глубоководным условиям, чем вторая.

На преобладающей части территории Латвии в кукурзеское время существовали мелководные условия, которые были менее благоприятны для расселения представителей неподвижного бентоса, чем условия в мелководной части бассейна в пределах Западной Эстонии. Возможно, что большая глинистость среды была основным фактором, обуславливающим отсутствие мшанок и криноидей и наличие только единичных брахиопод в осевой части бассейна. В разрезах скв. Энгуре и Кандава встречены в кукурзеском горизонте в основном представители трилобитов (*Ogmazaphus* cf. *costatus*, *Azaphus* (*Neozaphus*) *ludibundus* *Lonchodomas rostratus* и др.; составляют до 53% в составе фауны; см. табл. 4), а в средней части горизонта встречен также *Echinospaerites aurantium*. Отмеченный представитель цистоидей установлен в нескольких разрезах Западной и Средней Латвии (см. рис. 21) и фауна этих районов тесно связана с фауной Южной Эстонии. Но по частоте встречаемости как трилобитов,



Рис. 21. Биофашии кузнецкого времени.

I — брахиоподово-мшанково-трилобитовая (с эхиносферитами), 2 — брахиоподово-мшанково-криноидеевая, 3 — эхиносферитово-трилобитовая (с брахиоподами и микрогастроподами), 4 — трилобитовая (с граптолоидеями и редкими эхиносферитами). 5 — буровая скважина; 6 — изолинии мощности горизонта (см. рис. 22); 7 — линии разрезов. Обозначения представителей макрофауны см. рис. 18.

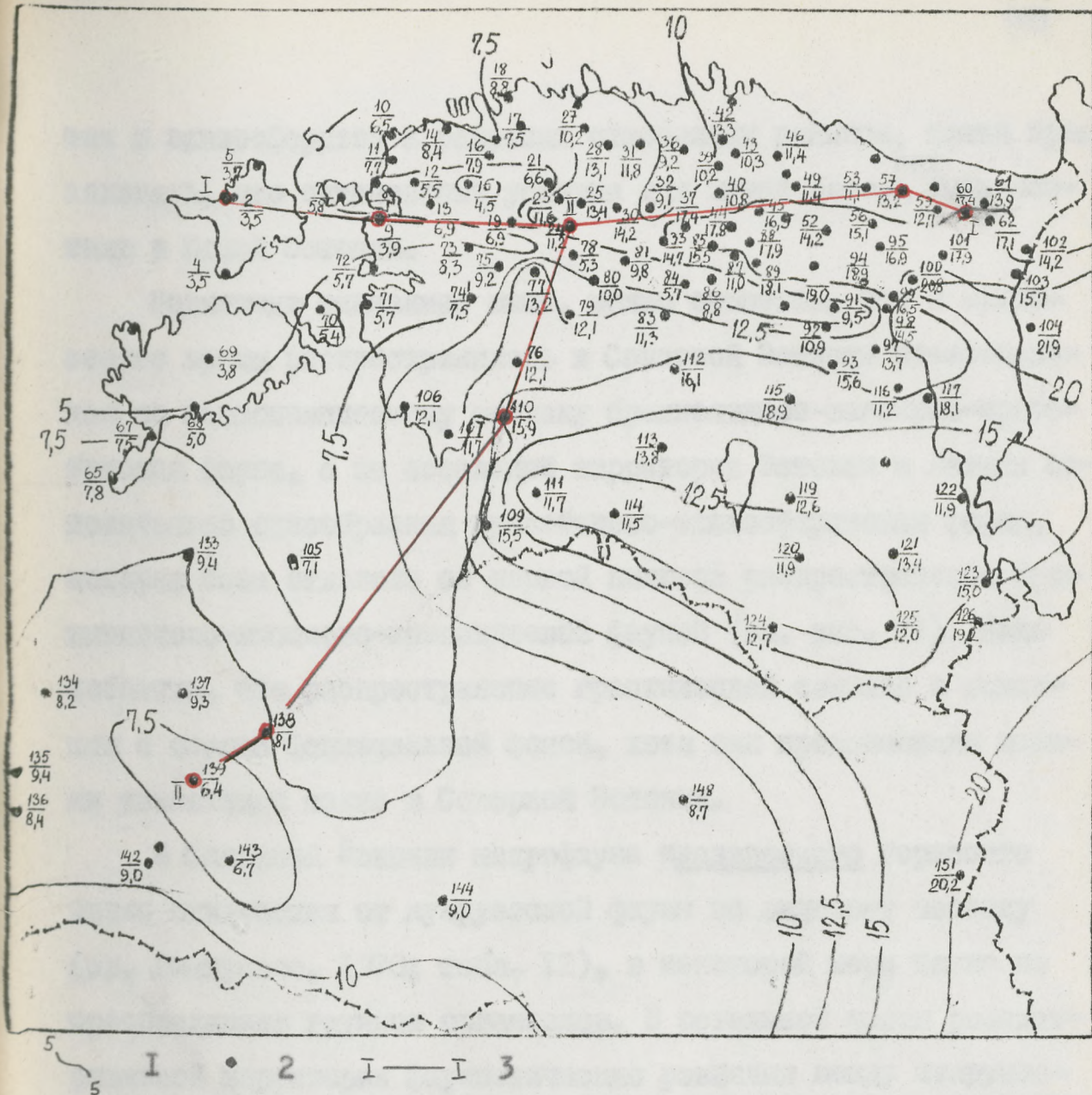


Рис. 22. Карта изолиний мощности кукурузеского горизонта.

I — изолинии мощности; 2 — буровая скважина; 3 — линии раз-
резов. В числителе порядковый номер скважины, в знаменателе
— мощность горизонта в метрах.

так и эхиносферитов в разрезах отмеченных районов, можно пред-
полагать, что оптимальные условия для жизни ^{них} послед были все-
таки в Южной Эстонии.

Подытожив сказанное выше, можно отметить, что в кукруз-
еское время распространялась в Северной Эстонии разнообраз-
ная по таксономическому составу брахиоподово-мшанково-трило-
битовая фауна, а на остальной территории Эстонии и Латвии от-
носительно однообразная трилобитово-эхиносферитовая фауна,
которая была отделена от первой полосой распространения бра-
хиоподово-мшанково-криноидеевой фауной (см. рис. 21). Надо
добавить, что распространение граптолоидей связано в основ-
ном с осевой фациальной зоной, хотя они представлены вида-
ми известными также в Северной Эстонии.

В Северной Эстонии макрофауна идавереского горизонта
четко отличается от кукрузеской фауны по видовому составу
(см. Рымыускс, 1970; табл. 12), в некоторой мере также по
преобладающим группам организмов. В остальной части рассмат-
риваемой территории фаунистические различия между кукрузес-
ким и идавереским горизонтами менее четкие. В разрезах Север-
ной Эстонии, в том числе в разрезах первого профиля, идаве-
реский горизонт охарактеризован мшанково-брахиоподовой фау-
ной, в составе которой немалое значение имеют ^{губки} (*Puzitopema*)
и водоросли (*Mastopora*). В изученных разрезах наиболее час-
то встречаются брахиоподы (*Bilobia musca*, *Cyrtotonotella kus-*
kersiana freschi, *Eoplectodonta* sp. n., *Clitambonites schmidt-*
erigonus и др.; составляют 32% в составе фауны; см. табл. I),
мшанки (до 38%; см. табл. 3) и корневые пучки губки *Puzitop-*
ema (до 27%; см. табл. 2). Заслуживает внимания также находки

гастропод, которые не встречены в нижележащих горизонтах. В отличие от кукрузеского горизонта трилобиты относительно редкие в составе идавереской фауны. Только в разрезе скв. Савала встречено несколько видов трилобитов (*Remoplurides* sp., *Azaphus* (*Neozaphus*) sp., *Atractopryge*^{sp.} и др.; см. рис. 6). В настоящей работе не рассматриваются подразделения горизонтов, но в данном случае надо отметить, что в биофациальном аспекте нижняя половина идавереского горизонта (C_{III}^{∞}) более сходна с верхней частью кукрузеского горизонта, чем с верхней половиной идавереского горизонта, в составе фауны которой существенное значение имеют губки и водоросли. Для второй половины идавереского времени в Северной Прибалтике выделены Р. Мяннилем (1966, рис. 42) три биофации, две из которых приурочены к Северной и Средней Эстонии. Разрезы первого профиля, а также разрез скв. Пярну второго профиля располагаются в пределах биофации *Pyritonema*, замещающей наиболее мелководную биофацию *Pseudocrania* в южном направлении. Фаунистическое сходство идавереского и кукрузеского горизонтов выявляется наиболее четко в разрезе скв. Пярну, где большая часть горизонта охарактеризована брахиоподово-мшанково-криноидеевой фауной и только верхи горизонта — брахиоподово-мшанково-губковой фауной. Первая из них замещается трилобитово-эхиносферитовой фауной, как это прослеживается уже в кукрузеское время (см. рис. 23), но в составе идавереской фауны брахиоподы достигают большего значения, чем в кукрузеской.

В идавереском горизонте осевой фациальной зоны развития трилобитово-брахиоподовая фауна. При этом среди брахиопод

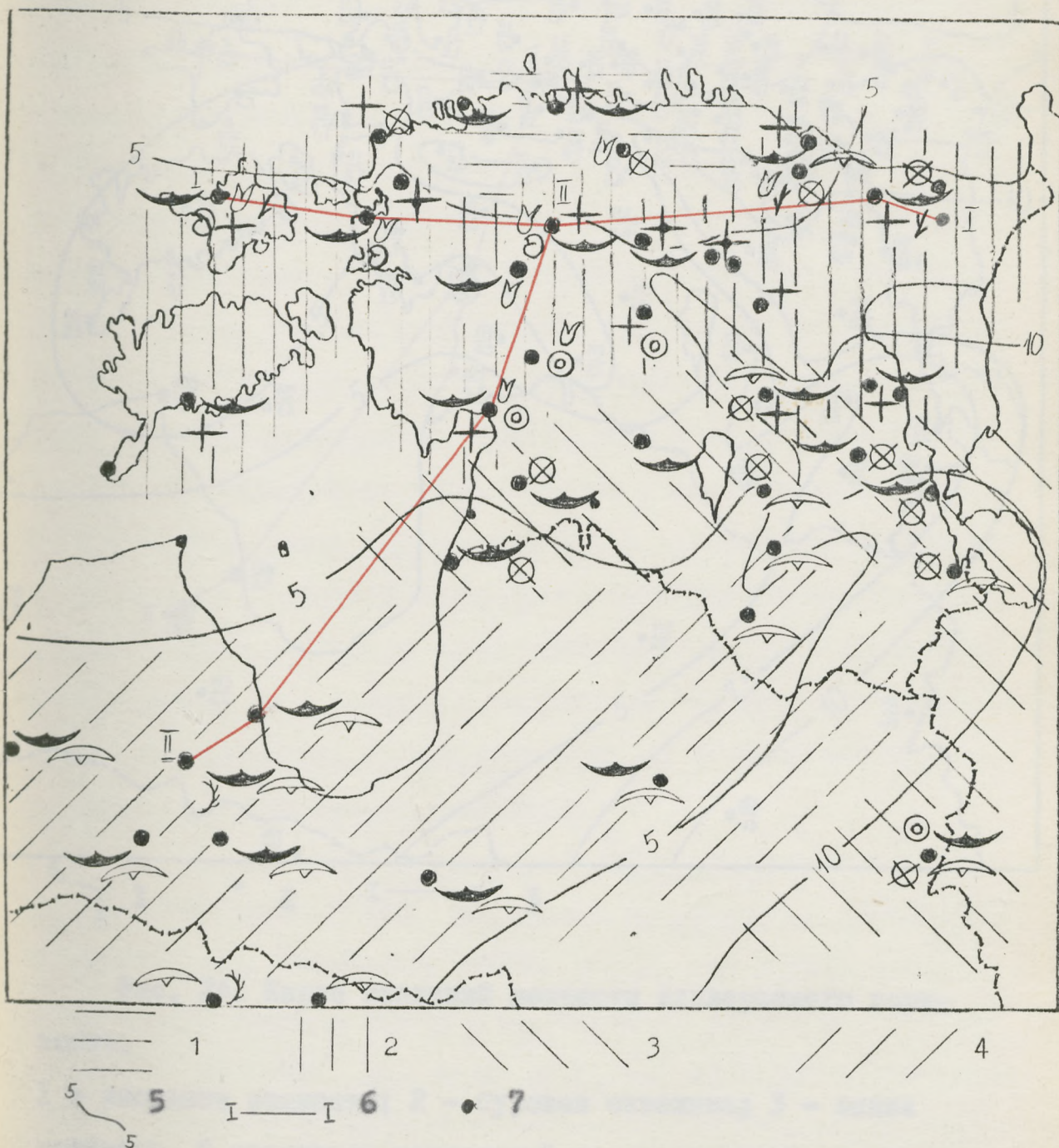


Рис. 23. Биофашии идавереского времени: I — Брахиподовая, 2 — брахиоподово-мшанково-губковая, 3 — трилобитово-эхиносферитовая, 4 — брахиоподово-трилобитовая. 5 — изолинии мощности горизонта (см. рис. 24); 6 — линии разрезов; 7 — буровая скважина. Обозначения представителей макрофауны см. рис. 18.

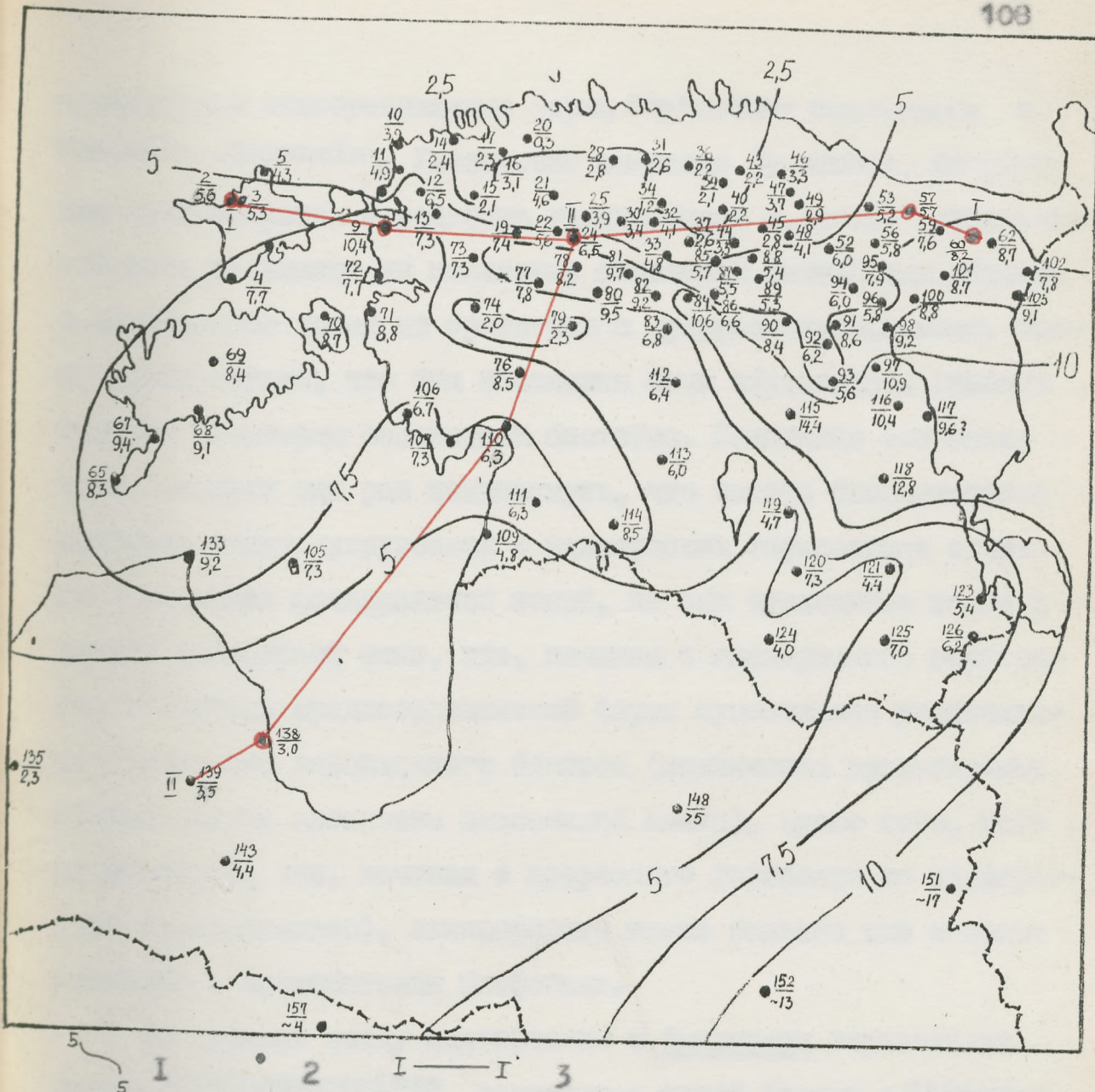


Рис. 24. Карта изолиний мощности идавереского горизонта.

I — изолинии мощности; 2 — буровая скважина; 3 — линии разрезов. В числителе порядковый номер скважины, в знаменателе — мощность горизонта в метрах.

преобладают мелкораковинные формы *Septorthis engurensis* и *Onniella isturensis*. Увеличение значения брахиопод, отсутствие эхиносферитов и редкость граптолоидий в осевой фациальной зоне указывают на некоторые изменения фациальных условий в идавереское время по сравнению с кукрузеским временем. Можно предполагать, что эти изменения были обусловлены главным образом некоторым обмалением бассейна. Подытожив сказанное выше, следует еще раз подчеркнуть, что четкие биофациальные различия между кукрузеским и идавереским горизонтами связаны с северной фациальной зоной, но они отражаются также в осевой фациальной зоне, где, начиная с идавереского горизонта, в составе среднеордовикской фауны существенно увеличивается значение неподвижного бентоса (исключение представляют только черные аргиллиты моссенской свиты). Кроме того, можно отметить, что, начиная с азериского горизонта до идавереского (включительно), эхиносфериты имеют большее или меньшее значение в трилобитовых биофациях.

На границе между идавереским и Йыхвиским горизонтами фауна с *Echinosphaerites* замещается новой фауной с *Clinambon anomalus* (см. Jaanusson, 1945). В разрезах района выходов выше нижней границы Йыхвиского горизонта появляются помимо *Clinambon anomalus* еще такие виды, как *Apatorthis tenuicostata*, *Estlandia pyron silicificata*, *Chasmops maximus*, *Conolichas pahleni*, *Hemicosmites extraneus*, *Climacograptus akaensis* и другие (см. Рымусокс, 1970, с. 237). В юго-западном направлении происходит быстрое уменьшение горизонта, а также уменьшение значения элементов новой фауны. В разрезах скважин Средней и Южной Эстонии в Йыхвиском горизонте встречаются в основном виды, известные уже из нижележащих от-

ложений.

В разрезах скважин первого профиля Йыхвиский горизонт наиболее богат макрофауной в разрезе скв. Рапла (см. рис. 5). В этом разрезе, а также в разрезе скв. Хаапсалу, этот горизонт отличается от всех нижележащих горизонтов весьма богатым комплексом макрофауны. Часто встречаются брахиоподы (*Platystrophia lynx lynx*, *Sowerbyella* sp., *Saukrodictya* sp.

и др.; составляют до 20% в составе фауны; см. табл. 2), мшанки (преобладают тонкие ветвистые формы; до 22%; см. табл. 3) и криноидеи (*Ristnacrinus marinus*, *Babanicrinus kegelensis*; до 15%; см. табл. 3). Характерными являются также прикрепляющиеся дендроидные граптолиты и водоросли (*Mastopora consava*). Резкое увеличение частоты встречаемости представителей макрофауны ^{выше} нижней границы Йыхвиского горизонта свидетельствует о существенном улучшении условий существования бентоносных организмов (в первую очередь сестеноедов) в районах рассматриваемых двух скважин.

В отличие от сказанного выше, в Йыхвиском горизонте разреза скв. Пярну отмечается обеднение бентоносной фауны в отношении нижележащего идавереского горизонта. В этой скважине нижняя половина горизонта охарактеризована лишь редкими находками брахиопод (*Sowerbyella* sp.), мшанок (*Kukersella borealis borealis* и *Pseudohornema plana*) и корневыми пучками губки *Pyritonema subulata*, полностью, повидимому, отсутствуют криноидеи, характерные для идавереского горизонта, а также для верхней половины Йыхвиского горизонта. Обеднение макрофауны в Йыхвиском горизонте разреза скв. Пярну не локальное явление, а прослеживается по многим разрезам Средней и Южной Эстонии (скв. Эймаа, Ныва, Лаэва, Каавере, Икла и др.), т.е.

районов распространения трилобитово-эхиносферитовой и брахиоподово-мшанково-криноидеевой фауны в идавереском горизонте.

В маломощных отложениях Йыхвиского горизонта разрезов скв. Энгуре и Кандава второго профиля встречаются в основном виды (*Onniella* ? *sturensis*, *Sampo* sp. *Lonchodomas* sp., *Asaphus* (*Neosasaphus*) sp. , переходящие из нижележащего горизонта. Как в идавереском, так и в Йыхвиском горизонте макрофауна представлена трилобитами и брахиоподами. Но в разрезе скв. Кандава встречены помимо них еще граптолоидеи и мшанки. По изученным разрезам в осевой структурно-фациальной зоне мшанки не встречены ниже Йыхвиского горизонта.

Таксономический состав Йыхвиской фауны, его изменения по профилям и различия от идавереской фауны указывают на то, что в конце идавереского и в начале Йыхвиского времен четкие изменения фациальных условий происходили в северной структурно-фациальной зоне и в переходной полосе. В пределах первой происходило улучшение условий существования бентосных организмов, а в переходной полосе, наоборот, ухудшение.

Литологическая и фаунистическая дифференциация средне-ордовикских отложений достигает максимума в кейлаское и оандуское времена, когда в Северной Эстонии развивались биогермы, а в Средней Прибалтике накопились черные аргиллиты. Фауна кейлаского горизонта Северной Эстонии являлась объектом детальных исследований ряда исследователей (Ораспыльд, 1959; Мяниль, 1962; 1963; Рымусокс, 1970). В результате этого распределение и таксономический состав макрофауны кейлаского горизонта и отдельных подразделений хорошо известны (см. Рымусокс, 1970, табл. 15). Видовое разнообразие и обилие экзем-

пляров ряда видов (*Orderleyella kegelensis*, *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) *forumi*, *Strophomena azimui* и др.) свидетельствуют о весьма благоприятных условиях жизни бентосных организмов, в первую очередь представителей сестеноедов неподвижного бентоса. Исключение представляют скрытокристаллические известняки пяскульаской пачки, которые относительно бедны макрофауной (установлено 58 видов и подвидов; см. Рымыусокс, 1970; табл. 15), по сравнению с глинистыми детритовыми известняками горизонта (известно 134 вида и подвида; см. Рымыусокс, 1970; табл. 15). Бросается в глаза, что в пяскульаской пачке мшанки представлены более, чем в два раза меньшим количеством видов (15 видов и подвидов), чем в остальных подразделениях горизонта (в D_{II}^{α} около 30, в $D_{II}^{\beta 4I}$ и в $D_{II}^{\beta S44}$ вида и подвида). Кроме того, в этой пачке не встречены цефалоподы и ругозы, но немалое значение имеют гастроподы. Видовой состав и распределение представителей макрофауны указывают на специфичность фациальных условий в районах накопления скрытокристаллических ступковых известняков. В среднем ордовике Северной Америки сходного типа отложения и фауна отнесены к лагунному типу (см. Walker, 1974). Как в среднеордовикских отложениях Северной Америки, так и в отложениях пяскульаской пачки характерным является послойное обилие брахиопода *Strophomena* (первых обитателей илистого дна; см. Walker, 1974), а также сравнительное обилие гастропод. В послепяскульаское время фациальные условия не только улучшились для расселения бентосных организмов, но оказались также благоприятными для развития биогермов. Здесь надо еще отметить, что в отложениях кейлаского горизонта весьма харак-

терными являются иглокожие, в первую очередь криноидеи. Большое значение их в составе кейлаской фауны практически не отражается в работах стратиграфического характера, так как видовой состав и распространение криноидей весьма слабо изучен.

В разрезах первого профиля, располагающихся южнее района развития биогермов, макрофауна кейлаского горизонта представлена брахиоподово-мшанково-криноидеевой ассоциацией. Характерными для горизонта являются брахиоподы *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) *trivia*, *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) *forumi*, *Strophomena occidentalis*, *Horderleyella kegelensis*, *Hesperorthia pljussensis*, (составляют до 37% в составе фауны; см. табл. I), а среди криноидей (до 21%; см. табл. 2) наиболее часто встречаются *Cyclopentagonalis* aff. *hrevicaensis*, *Ristnacrinus marginus* и *Babanicrinus kegelensis* (см. рис. 7-9).

В разрезах скв. Кыргессааре, Хаапсалу и Рапла представители неподвижного бентоса (брахиоподы, мшанки, криноидеи, губки *Pyritonema*, дендроидные граптолиты) составляют все вместе около 80% кейлаской фауны. Среди подвижного бентоса наибольшее значение имеют трилобиты и гастроподы. Видовой состав макрофауны и распространение отдельных видов в кейласком горизонте рассматриваемых разрезов сходны с таковым в разрезах района выходов, хотя прослеживаются некоторые различия. Так, например, в разрезах рассматриваемого профиля скрытокристаллические известняки представлены на нескольких уровнях в виде прослоев мощностью от 0,2 - 1,7 м (см. рис. 16 и 17). Эти прослои более бедны макрофауной, чем вмещающие их глинистые детритовые известняки. Точно не известно, соответствует ли весь комплекс с прослоями скрытокристаллических

известняков пяскулаской пачке, но их фауна довольно сходная. Наиболее частые находки и послойное обилие экземпляров *Strophomena* приурочены к комплексу отложений с прослоями скрытокристаллических известняков, а отдельные прослои последних бросаются в глаза по частым находкам гастропод (в скв. Рапла в инт. 134,2 - 136 м), относительно небольшим содержанием мшанок и трилобитов и отсутствием водоросли *Mastopora*. По-видимому, в пяскулаское время в районах изученных скважин фациальные условия были более изменчивы, чем в стратотипических районах, где однородные скрытокристаллические известняки достигают мощности 7 м.

Верхняя часть кейлаского горизонта в разрезах первого профиля охарактеризована видами *Orderleyella kegelensis*, *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) cf. *forum*, *Clinambon anomalus*, *Platystrophia lynx attenuata*, *Ristnacrinus marinus*, *Asaphus* (*Neoasaphus*) sp. и др. (см. рис. 7, 8, 9). Те же виды характеризуют отложения сауэской пачки в разрезах района Вазалемма, в непосредственной близости одновозрастных биогермов.

Южнее разрезов первого профиля происходит быстрое уменьшение мощности кейлаского горизонта, но до разреза скв. Пярну (второй профиль) в составе макрофауны преобладают представители неподвижного бентоса - мшанки, брахиоподы, криноидеи. Встречены также *Puritonema subulare* и *Mastopora concava*, которые в более южных разрезах отсутствуют. По сравнению с разрезами первого профиля, в том числе с разрезом скв. Рапла, макрофауна в разрезе скв. Пярну более редкая и более однообразная.

Брахиоподово-мшанковая фауна северо-прибалтийского типа замещается в южном направлении специфическим видовым составом брахиоподовой фауны. Такого типа фауна кейлаского возраста известна по разрезам Юго-Восточной Эстонии (скв. Лаэва, Каагвере, Отепя), в состав её входят виды, общие с Северной Эстонией (*Platystrophia rava*), виды, которые наиболее характерны для Средней Прибалтики (*Sampo cf. indentata*) и ряд видов специфических для переходной полосы (*Eoplectodonta sp. n.*, *Panderia cf. parva*). Близкий к этому комплексу фауны установлен также в разрезе скв. Исла, который располагается между разрезами скв. Пярну и Энгуре. В отложениях предполагаемого кейлаского возраста встречены *Platystrophia aff. rava*, *Sampo sp.*, *Skenidioides sp.*, *Panderia sp.* и некоторые другие. Мшанки и криноидеи не встречены в этих отложениях.

В осевой фациальной зоне, в разрезах скв. Энгуре и Кандава предполагаемые возрастные аналоги кейлаского горизонта охарактеризованы трилобитово-брахиоподовой фауной, представленной видами *Lonchodomas sp.*, *Remopleurides sp.*, *Dindymene sp. n.*, *Avarhus (Neosavaphus) nieszkowskii*, *Onniella ? sturensis*, *Sampo sp.*, *Skenidioides sp. n.* и др. (см. рис. 14 и 15). В составе фауны осевой структурно-фациальной зоны наряду с отмеченными видами уже имеют определенное значение мшанки, гастроподы и криноидеи, которые в нижележащих горизонтах редки или вообще отсутствуют. Фауна кейлаского возраста осевой фациальной зоны четко отличается от фауны северной фациальной зоны не только по видовому составу, но и по морфологическому типу раковин. Брахиоподы представлены в преобла-

дающем мелкими, тонкостенными формами, большинство которых, повидимому, были свободнолежачими. В этой фациальной зоне полностью отсутствуют большие, двояковыпуклые и прикрепляющиеся к субстрату брахиоподы, как, например, *Platystrophia*, *Nicollella* и др. Среди трилобитов наиболее характерными являются формы, приспособленные к жизни в поверхностных слоях осадка (*Lonchodomas*, *Remopleuridea*; см. Bergström, 1973).

Из вышесказанного следует, что по профилю П-П происходит довольно быстрое уменьшение значения организмов, прикрепляющихся к субстрату (мшанок, криноидей), и увеличивается значение лежащих на дне (брахиопод) и подвижных организмов (трилобитов). Это дает основание предполагать, что с точки зрения распределения кейлаской макрофауны весьма существенное значение имеет характер субстрата. В северной части профиля (в скв. Рапла и Пярну) субстрат был, повидимому, более уплотнен и песчанист, чем в южной части профиля (в скв. Энгуре и Кандава). Следует также отметить, что по таксономическому разнообразию и обилию бентоносных организмов фауна кейлаского горизонта Северной Эстонии сравнима с фауной кукрузеского горизонта в районе накопления мощных прослоев кукерсита. Как в кукрузеское время, так и в кейлаское время, обильная бентоносная макрофауна приурочена к районам специфических фациальных условий (накопление кукерсита, развитие биогермов).

В распространении оандуской бентоносной фауны, повидимому, существенное значение имел район отсутствия раннеоандуских отложений, протянувшийся с Западной Эстонии через Среднюю Эстонию (см. рис. 25 и 26). Севернее этого района продолжалось развитие биогермов и вне последних обиталась обильная



Рис. 25. Биофашии сандукского времени: I — мшанково-брахиоподово-иглокожиевая, 2 — брахиоподовая (с трилобитами), 3 — граптолоидеявая. 4 — граница распространения биогермов; 5 — изолинии мощности горизонта (см. рис. 26); 6 — буровая скважина; 7 — линии разрезов. Обозначения представителей макрофауны см. рис. 18.

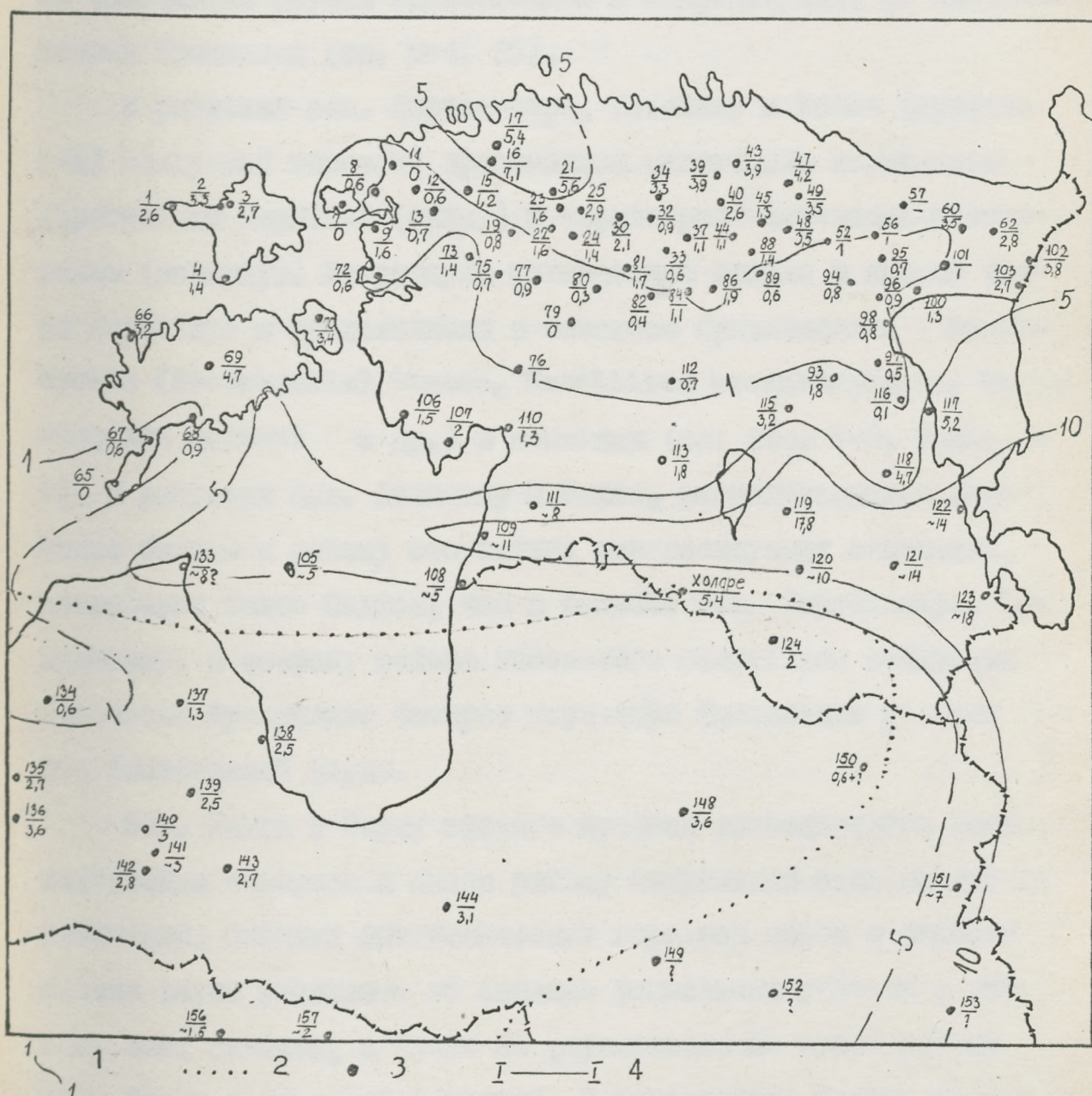


Рис. 26. Карта изолиний мощности оандукского горизонта.

1 — изолинии мощности; 2 — граница распространения черных аргиллитов моссенской свиты; 3 — буровая скважина; 4 — линии разрезов. В числителе порядковый номер скважины, в знаменателе — мощность горизонта в метрах.

мшанково-брахиоподово-иглокожневая фауна, а южнее района нулевого осадконакопления распространялась брахиоподовая фауна, которая к концу оандуского времени в осевой части бассейна замещается фауной граптолоидеи и сопутствующих им эпипланктонных брахиопод (см. рис. 25).

В разрезах скв. Кыргессааре, Хаапсалу и Рапла (профиль I-I) оандуский горизонт представлен маломощным комплексом карбонатных мергелей (снизу) и скрытокристаллических известняков (наверху). Макрофауна установлена только в нижней части горизонта и представлена в основном брахиоподами (*Sowerbyella* (*Sowerbyella*) *tenera*, *Howellites wesenbergensis*, *Rafinesquina orvikii* и др.) и мшанками (см. рис. 7-9, табл. I-3). В разрезах скв. Хаапсалу и Рапла, располагающихся наиболее близко к району отсутствия раннеоандуских отложений, макрофауна более бедная, чем в разрезе скв. Кыргессааре. По-видимому, в сторону района частичного отсутствия оандуских отложений происходит быстрее ухудшение фациальных условий для бентоносной фауны.

Скв. Рапла и Пярну второго профиля располагаются соответственно севернее и южнее района отсутствия раннеоандуских отложений. Сходный литологический характер пород и видовой состав фауны указывают на сходные фациальные условия в районах этих скважин, а также на фаунистические связи района скв. Пярну с Северной Эстонией. В большинстве других разрезов Южной Эстонии видовой состав оандуского горизонта различный от такового в Северной Эстонии. Для решения вопросов сопоставления оандуского горизонта и для выяснения фаунистических изменений в сторону осевой фациальной зоны ключевое зна-

чение, повидимому, имеют разрезы Южной Эстонии. К настоящему времени фауна этих разрезов изучена еще недостаточно.

В разрезах скв. Энгуре и Кандава брахиоподы *Sericoidea* sp. и *Gunnarella* sp. появляющиеся в верхней половине блиденской свиты, можно рассматривать как первые представители фауны чёрных аргиллитов и их переходных фаций. В Норвегии отмеченные брахиоподы приурочены главным образом к аргиллитам (см. Bergström, 1968, Spjeldnaes, 1957). В изученных разрезах в чёрных аргиллитах моссенской свиты достоверные представители бентоса не встречены, но они содержат богатый комплекс планктонных граптолоидов и брахиопод *Sericoidea restricta*, *Paterula* cf. *portlocki*, *Hisingerella* sp. и др., которые рассматриваются в качестве эпипланктонных (см. Bergström, 1968).

Если скрытокристаллические известняки верхов оандуского горизонта Северной и Средней Эстонии соответствуют какой-то части аргиллитов моссенской свиты Средней Прибалтики, то можно отметить ухудшения условий жизни бентоносных организмов в конце оандуского времени в пределах всей Прибалтики. В Северной Прибалтике, в том числе в районах разрезов первого профиля, а также в районе скв. Пярну, сохранились такие же условия до конца раквереского времени. Там, повидимому, только в коротковременные периоды обиталась богатая бентоносная фауна. Об этом свидетельствует приуроченность бентосных организмов (брахиопод, трилобитов) к отдельным цельнораковинным прослойкам (мощностью 1-3 см) или к мергелистым поверхностям напластования в афанитовых известняках.

В отличие от Северной Прибалтики в Средней Прибалтике происходило улучшение условий существования бентоса. Глинис-

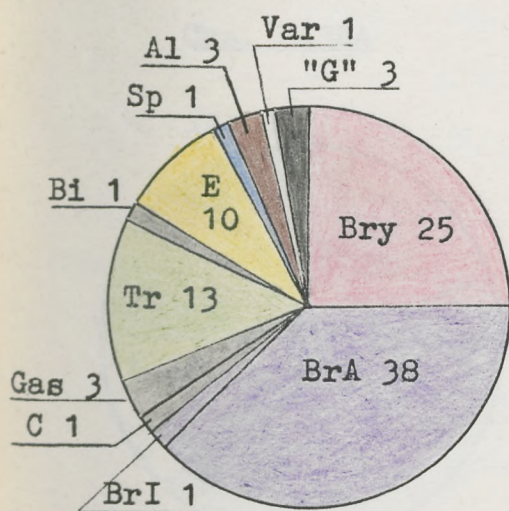
тые известняки и мергели, надстилающие моссенскую свиту, содержат наряду с граптолоидеями (составляют до 16% в составе фауны, см. табл. 6) богатый комплекс бентосных организмов: замковых брахиопод (до 32%), трилобитов (до 46%), гастропод (до 9%) и некоторых других (см. табл. 5 и 6; рис. 14 и 15).

Подытожив сказанное выше необходимо подчеркнуть следующие обстоятельства:

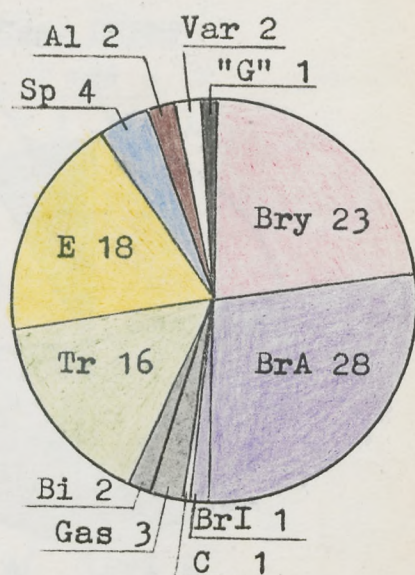
1. В течение среднего ордовика в пределах Северной и Средней Прибалтики обитала фауна, в составе которой преобладают организмы приспособленные к нормальноморским условиям открытого шельфа (мшанки, брахиоподы, трилобиты, иглокожие). Немалое значение разных сверляющих и зарывающих организмов, а также присутствие гастропод в ранневирсской эпохе в некоторых районах Северной Эстонии могут быть показателями весьма мелководных условий, но все отсутствует достоверное основание сравнить эту фауну с фауной с *Lingula* береговой зоны других верхнеордовикских и силурийских бассейнов (см. Bretsky, 1969; Zigler, Cocks, 1968).

2. Фаунистические изменения прослеживаемые по рассматриваемым двум профилям указывают на дифференцированность фациальных условий. Наиболее четкие фаунистические различия выявляются между северной и осевой структурно-фациальными зонами. В северной фациальной зоне (в разрезах профиля I-I) и в северной части переходной полосы (в скв. Пярну) преобладают в составе среднеордовикской макрофауны представители сесте- ноедов неподвижного бентоса (мшанки, брахиоподы, иглокожие; см. рис. 27, 28), а в осевой фациальной зоне (в скв. Энгуре

Скв. КЫРГЕССААРЕ



Скв. ХААПСАЛУ

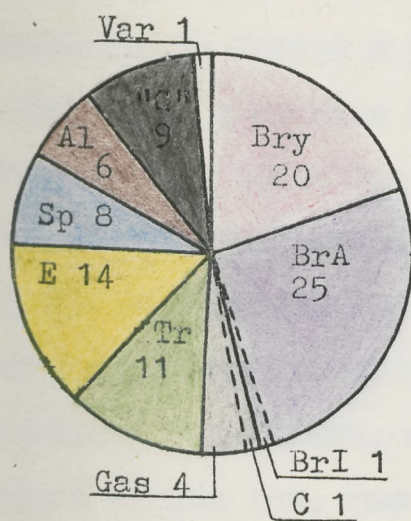


Bry - 1; Br - 2, BrA - 3, BrI - 4; Mol - 5, C - 6, Gas - 7, Bi - 8; Tr - 9; E - 10; Sp - 11; "G" - 12; Os - 13; Al - 14; Var - 15; Indet - 16

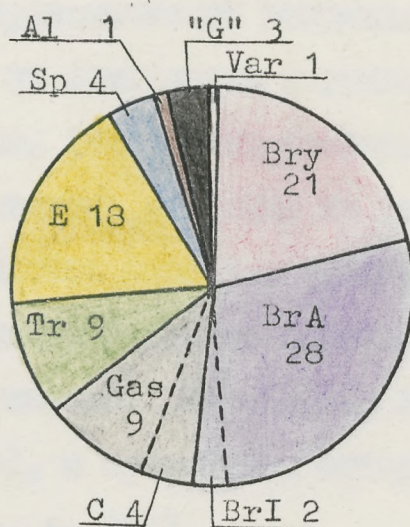
Рис. 27. Групповой состав (в процентах) среднеордовикской макрофауны в разрезах скважин Кыргессааре и Хаапсалу (см. также табл. 1 и 2).

I - мшанки; 2 - брахиоподы, 3 - замковые брахиоподы, 4 - беззамковые брахиоподы; 5 - моллюски, 6 - цефалоподы, 7 - гастроподы, 8 - двустворки; 9 - трилобиты; 10 - иглокожие; 11 - губки; 12 - граптолиты; 13 - остракоды; 14 - водоросли; 15 - разные; 16 - неопределяемые.

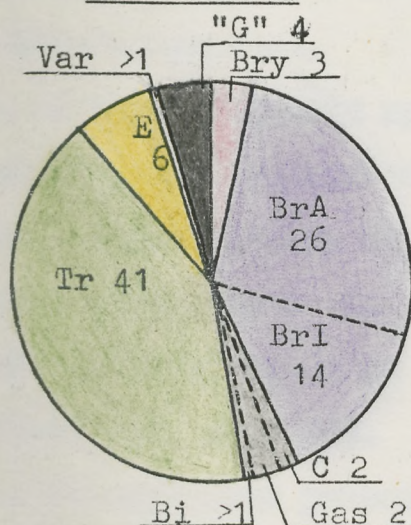
Скв. РАПЛА



Скв. ПЯРНУ



Скв. ЭНГУРЕ



Скв. КАНЛАВА-25

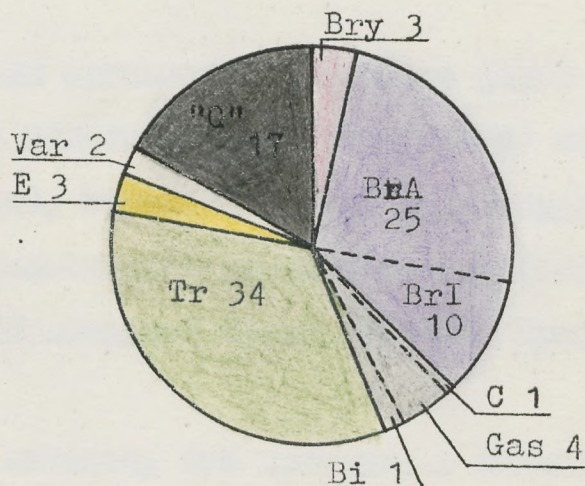


Рис. 28. Групповой состав (в процентах) среднеордовикской макрофауны в разрезах скважин профиля II - II (см. также табл. 3 - 6).

Обозначения групп организмов см. рис. 27.

и Кандава) – падалееды-детритоеды (трилобиты) и хищники (цефалоподы) (см. рис. 28). Фаунистические различия между фацциальными зонами и различия по содержанию терригенного компонента в осадках (см. Пылма, 1973) дают основание для вывода, что одним основным фактором, влияющим на распределение бентосной макрофауны, является характер субстрата.

Кроме того, подтверждается принцип Парди об обратной взаимосвязи между численностью организмов, питающихся взвесью (мшанки, брахиоподы, иглокожие), и процентным содержанием ила в осадке (см. Теккел, 1974, с. 282).

3. Некоторое исключение в отношении вышесказанного представляет цефалоподово-трилобитовая фауна начала среднего ордовика, которая по экологическому типу близка к фауне конца раннего ордовика.

4. По преобладающим группам организмов в составе фауны отдельных стратиграфических подразделений (горизонтов) можно выделить девять биофаций, характеризующих среднеордовикские отложения от более мелководной части бассейна (Северная Эстония) до более глубоководной части (Средняя Прибалтика) (см. рис. 29).

5. По изученным разрезам кажется, что примерно в Йыхвиское время происходит некоторое перемещение биофаций. Мшанково-брахиоподово-криноидеяная фауна, распространяющаяся с ухауского до идавереского времени в районе Пярну, перемещается в Йыхвиское время в более северные районы. В разрезах скважин профиля I-I среднеордовикские отложения до Йыхвиского горизонта более бедны макрофауной, чем в скв. Пярну, но, начиная с отмеченного горизонта, содержат богатый комп-

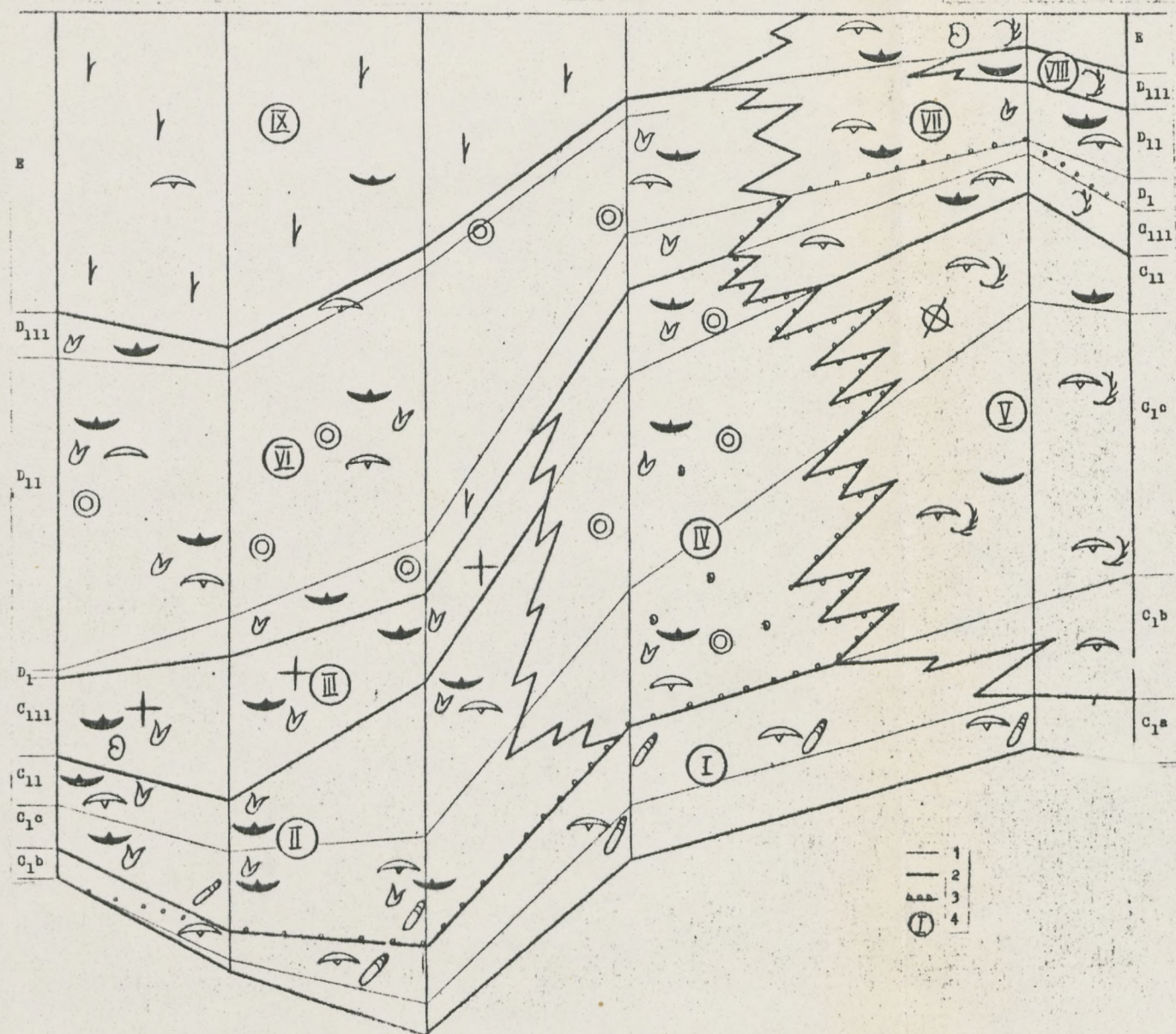


Рис. 29. Биофаши среднего ордовика (I - IX) по линии Кыргессааре-Рапла-Кандава.

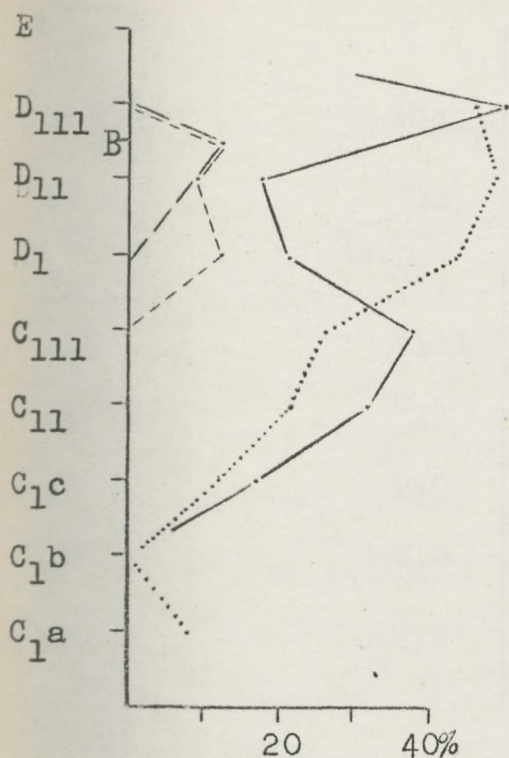
1 - граница между горизонтами; 2 - граница биофаций; 3 - граница распространения граптолитов; 4 - биофаши: I - цефалоподово-трилобитовая; II - брахиоподово-мшанково-трилобитовая (с цефалоподами); III - брахиоподово-мшанково-губковая (с гастроподами); IV - брахиоподово-мшанково-криноидея (с микрогастроподами); V - трилобитово-граптолоидея (с беззамковыми брахиоподами); VI - брахиоподово-мшанково-криноидея (с трилобитами); VII - трилобитово-брахиоподовая (с гастроподами и граптолоидеями); VIII - граптолоидея (с беззамковыми брахиоподами); IX - водорослевая. Обозначения представителей макрофауны см. рис. 18.

лекс бентосной фауны (см. рис. 4, 5, 29).

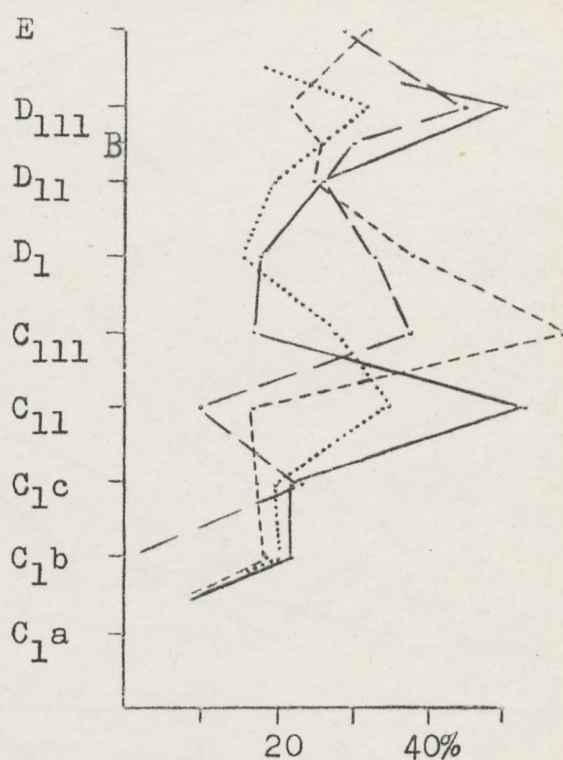
6. Таксономический состав и распределение макрофауны в скрытокристаллических известняках ухакуского горизонта осевой структурно-фациальной зоны и раквереского горизонта северной структурно-фациальной зоны четко различные. Богатый комплекс бентосной макрофауны, а также присутствие эпипланктонных и планктонных организмов в ухакуских глинистых скрытокристаллических известняках указывают на нормальноморские условия открытого шельфа. Скрытокристаллические чистые известняки раквереского горизонта богаты разными зелёными сифоновыми водорослями (*Coclosphaeridium*, *Cyclocrinites*, *Vermiporella*). По Ф. Теккелю (1974; рис. 4, 8 и 9) зелёные водоросли распространяются в нижнеприливной части шельфа, в чистой воде и в преобладающем в районах с уплотнённым субстратом. В таких условиях обычно распространяется также довольно богатая бентосная фауна. Отсутствие или редкость бентосных организмов в отложениях раквереского горизонта Северной Эстонии, возможно, обусловлен изолированностью этой части бассейна и несколько большей скоростью седиментации.

7. В северной и осевой структурно-фациальных зонах прослеживаются сходные тенденции изменения доли одной и той же группы организмов в общем составе фауны (см. рис. 30 и 31). При этом мшанки являются единственной группой бентосных организмов, значение которых в общем увеличивается вверх по разрезу (см. рис. 30). В развитии замковых брахиопод отмечается два максимума. Первый из них (в аукрузское, идавесское времена) связан наибольшим видовым разнообразием, а

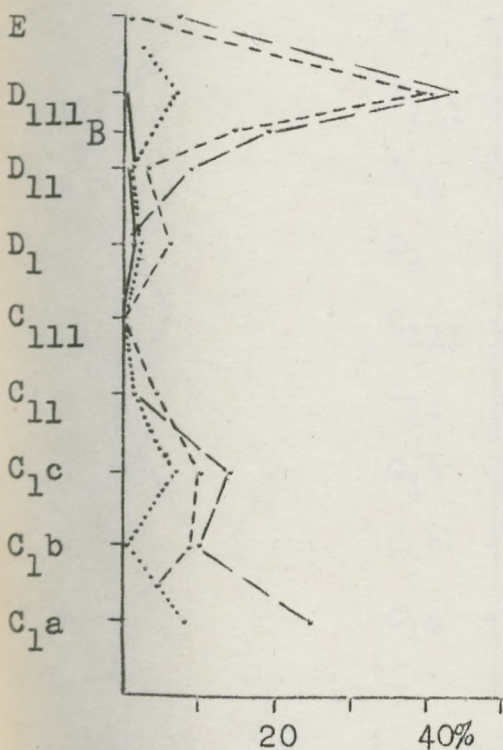
МШАНКИ



ЗАМКОВЫЕ БРАХИОПОДЫ



БЕЗЗАМКОВЫЕ БРАХИОПОДЫ



НАУТИЛОИДЕИ

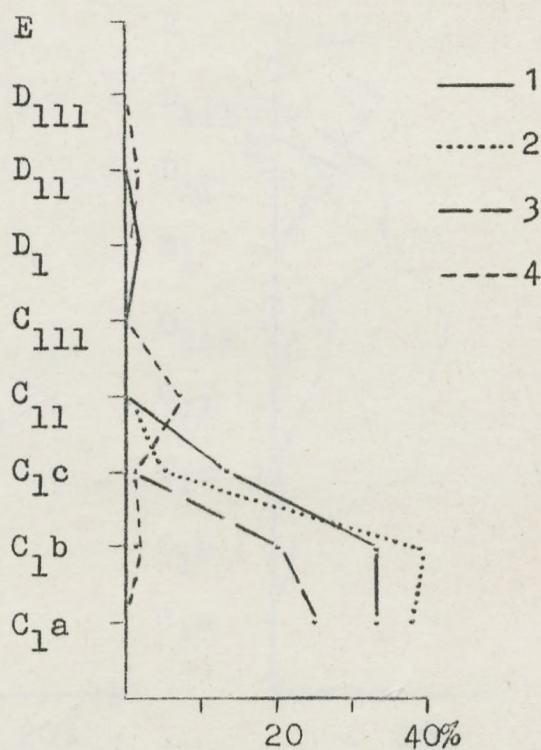
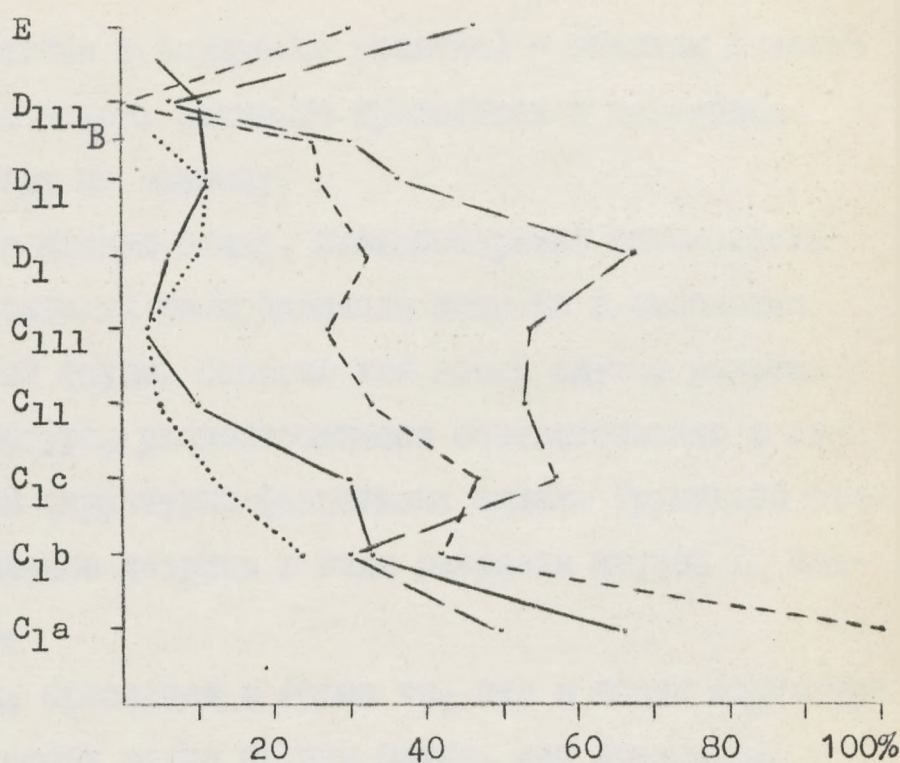
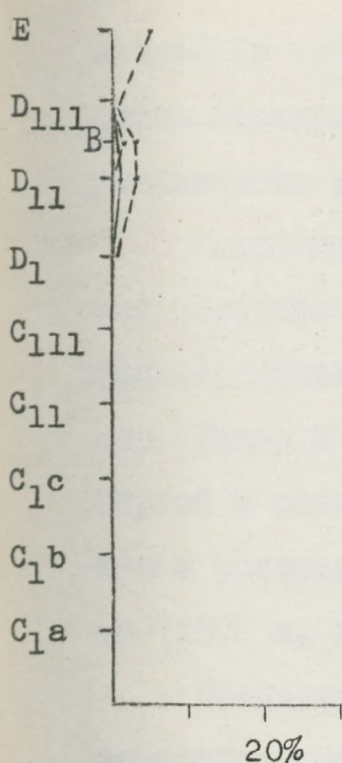


Рис. 30. Распределение представителей четырех групп организмов в среднем ордовике разрезов профиля II - II по их содержанию (в процентах; см. табл. 3 - 5) в общем составе фауны горизонта. По вертикали на уровне "В" - биденская свита. 1 - скв. Рапла; 2 - Пярну; 3 - Энгуре; 4 - Кандава.

ДВУСТВОРКИ

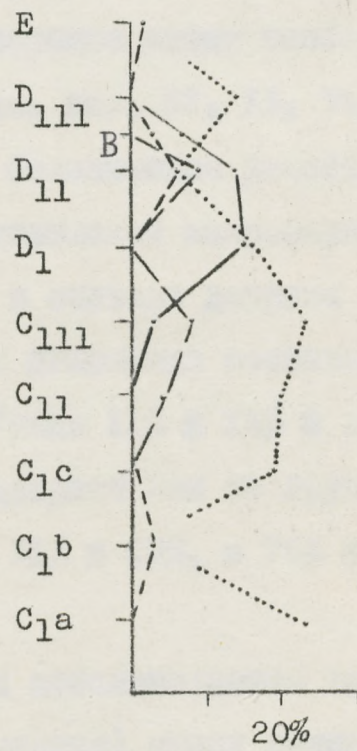
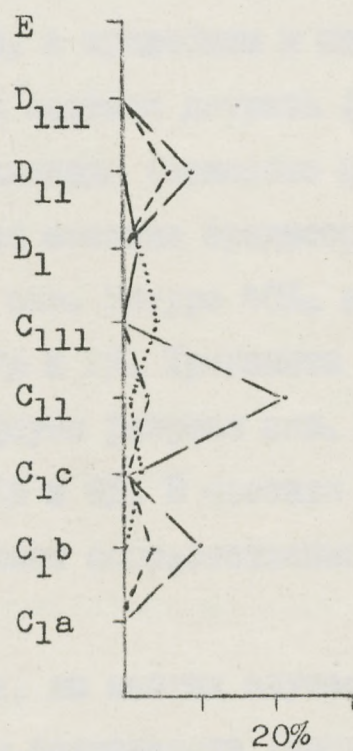
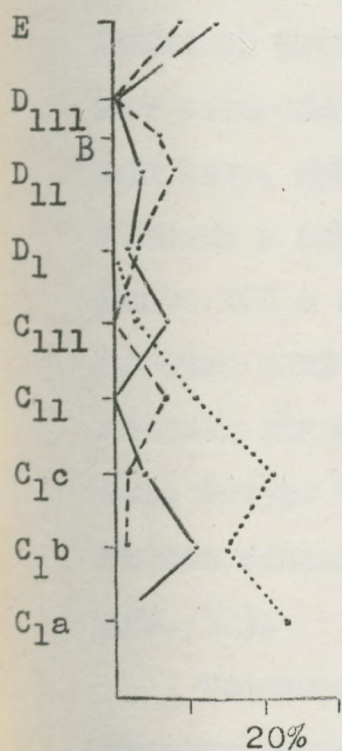
ТРИЛОБИТЫ



ГАСТРОПОДЫ

ЦИСТОИДЕИ

КРИНОИДЕИ



— 1 2 --- 3 ---- 4

Рис. 31. Распределение представителей пяти групп организмов в среднем ордовике разрезов профиля II - II по их содержанию (в процентах; см. табл. 3 - 5) в общем составе фауны горизонта. По вертикали на уровне "В" - билиденская свита.

1 - скв. Рапла; 2 - Пярву; 3 - Энгуре; 4 - Кандава.

второй (в кейлаское и оандуское времена) — обилием экземпляров отдельных видов. Значение трилобитов и цефалопод уменьшается вверх по разрезу.

Заканчивая данную главу, небезинтересно рассмотреть еще некоторые аспекты распределения детрита в отношении цельнораковинной фауны. Основой для этого служат разрезы скв. Рапла и Энгуре, располагающиеся соответственно в северной и осевой структурно-фациальных зонах. Групповой состав и распределение детрита в этих разрезах изучен Л. Пылма (1972 а, б).

Во-первых, бросается в глаза то, что в обеих структурно-фациальных зонах такие группы фауны, как брахиоподы и мшанки, повидимому, также и моллюски, имеют в составе детрита значительно меньшее значение, чем в составе цельнораковинной фауны, а трилобиты и иглокожие имеют наоборот большее значение в составе детрита (см. рис. 32, 33, 34). Так, например, брахиоподы (замковые и беззамковые вместе) составляют в общем составе среднеордовикской макрофауны в скв. Рапла 26% и в скв. Энгуре 40%, а в составе детрита соответственно лишь 7% и 2%. Трилобиты и иглокожие составляют в составе макрофауны разреза скв. Рапла 11% и 14% и в разрезе скв. Энгуре 41% и 6%. В составе детрита эти же группы организмов составляют соответственно 31% и 27%, и 76% и 11% (см. рис. 32).

Во-вторых, во многих случаях прослеживается довольно хорошая прямая зависимость (корреляция) между групповым составом макрофауны и групповым составом детрита (см. рис. 33, 34). Довольно четкая прямая зависимость прослеживается между содержанием брахиопод и их детрита в разрезе скв. Рапла,

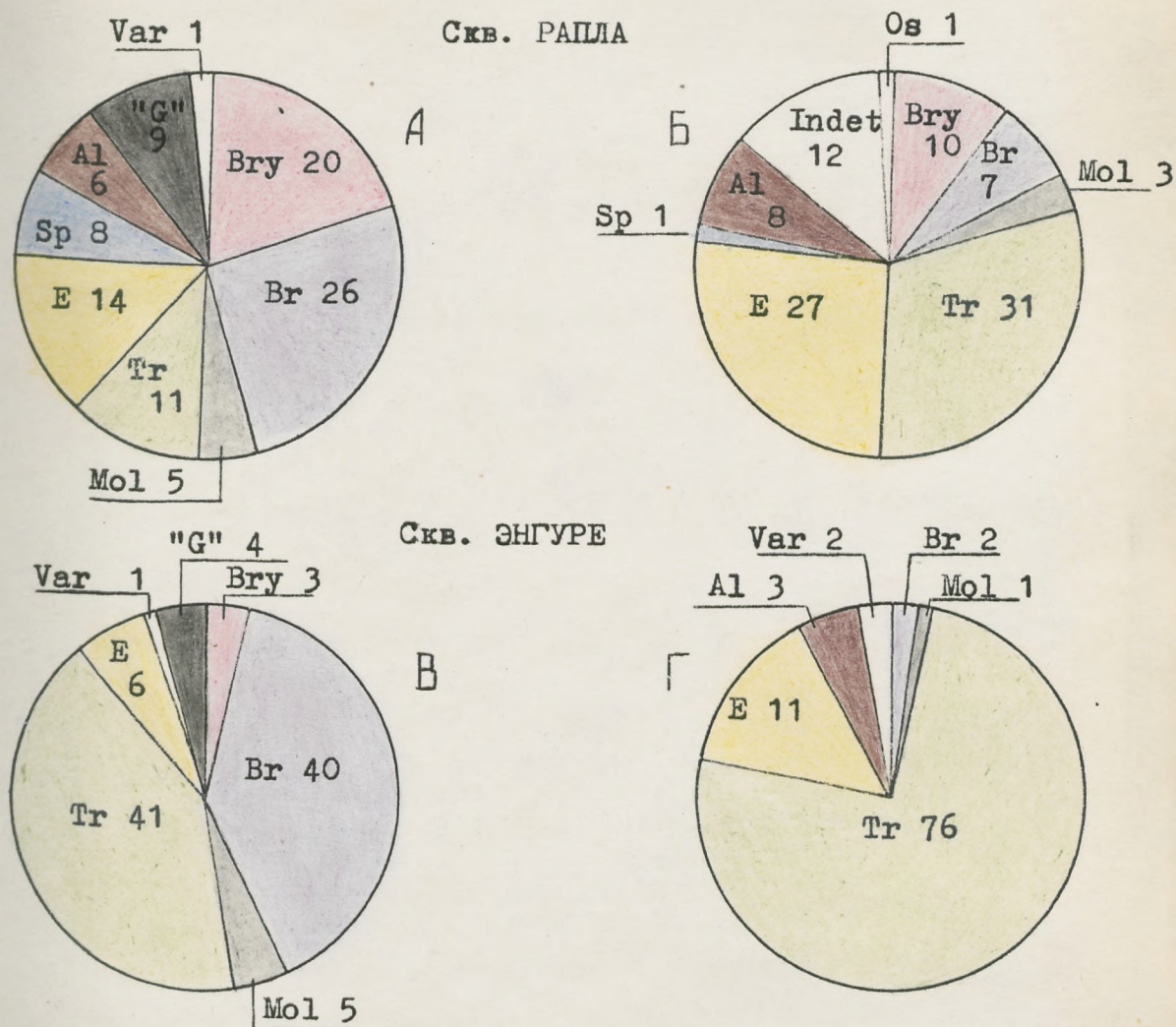


Рис. 32. Групповой состав (в процентах) макрофауны (А, В) и детрита (Б, Г) в среднем ордовике разрезов скв. Рапла и Энгуре.

Обозначения групп организмов см. рис. 27.

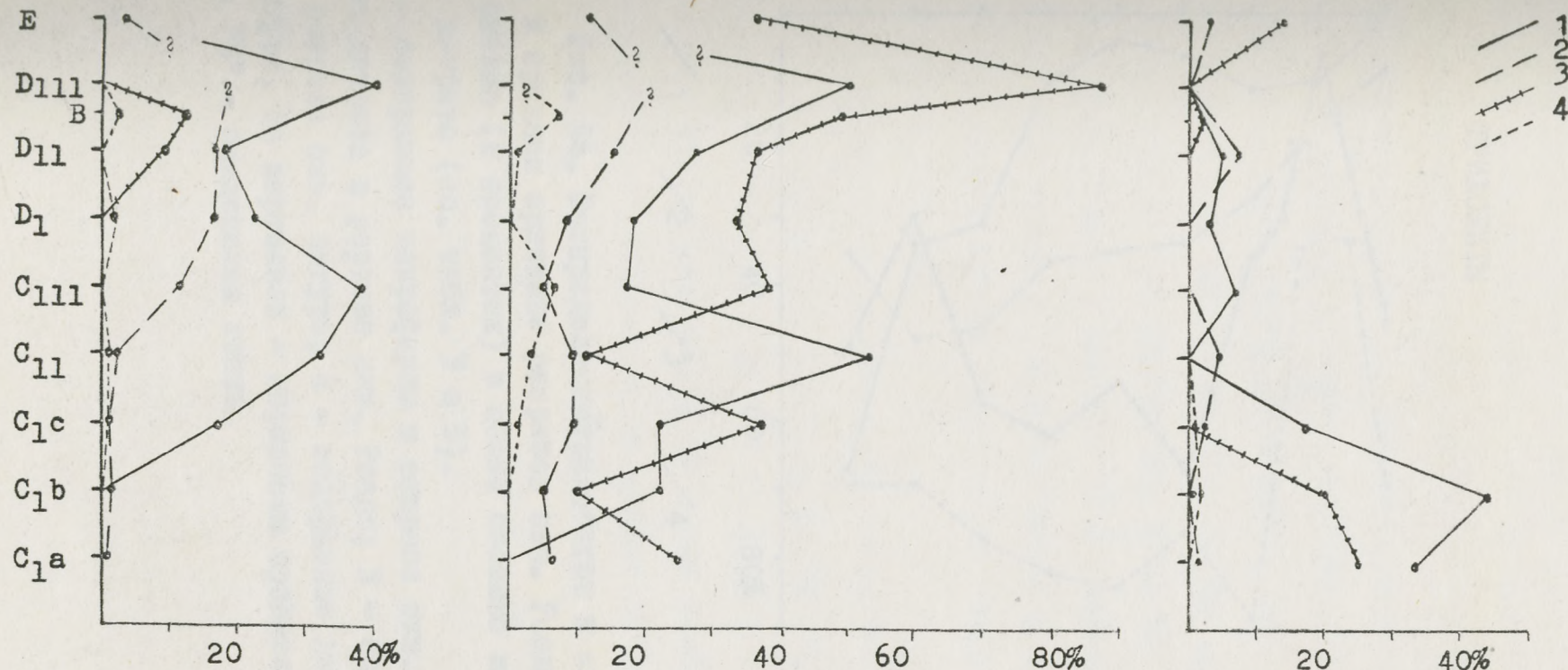


Рис. 33. Распределение мшанок, брахиопод и моллюсков и их детрита в среднем ордовике разрезов скважин Рапла и Энгуре по их содержанию (в процентах) в общем составе макрофауны и в составе детрита (см. табл. 3 и 5).

1 — содержание макрофауны в разрезе скв. Рапла; 2 — содержание детрита в разрезе скв. Рапла; 3 — содержание макрофауны в разрезе скв. Энгуре; 4 — содержание детрита в разрезе скв. Энгуре. По вертикали — горизонты среднего ордовика, на уровне "В" — блиденская свита.

ТРИЛОБИТЫ

ИГЛОКОЖИЕ

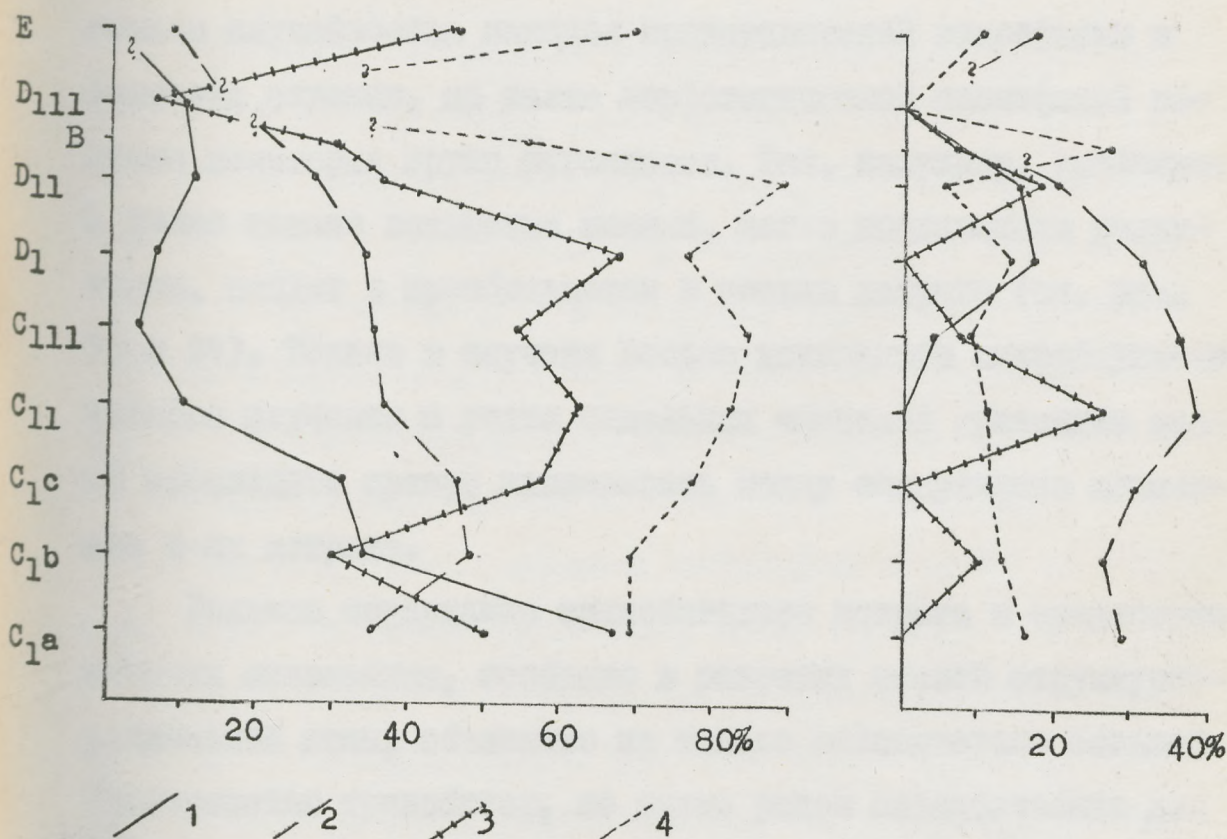


Рис. 34. Распределение трилобитов и иглокожих и их детрита в среднем ордовике разрезов скв. Рапла и Энгуре по их содержанию (в процентах) в общем составе макрофауны и в составе детрита (см. табл. 3 и 5).

1 — содержание макрофауны в разрезе скв. Рапла; 2 — содержание детрита в разрезе скв. Рапла; 3 — содержание макрофауны в разрезе скв. Энгуре; 4 — содержание детрита в разрезе скв. Энгуре. По вертикали — горизонты среднего ордовика, на уровне "В" — блиденская свита.

а также между содержанием трилобитов и их детрита в разрезе скв. Зигуре. Отклонения от прямой зависимости между содержанием цельнораковинной фауны и детрита обусловлены не только случайностью находок представителей макрофауны в разрезах скважин, но также морфологической спецификой раковин некоторых групп организмов. Так, например, криноидеи, а также тонкие ветвистые мшанки, легко поддающиеся разрушению, входят в преобладающем в состав детрита (см. рис. 33 и 34). Только в случаях весьма детального макрофаунистического изучения и учета отдельных члеников криноидеи можно проследить прямую зависимость между содержанием иглокожих и их детрита.

Большое содержание трилобитового детрита в среднеордовикских отложениях, особенно в разрезах осевой структурно-фациальной зоны, объяснимо не только относительно большой численностью трилобитов, но также рядом специфических для них свойств (разрушение на отдельные сегменты, линька и др.).

В-третьих, общий групповой состав детрита не отражает группового состава макрофауны, так как с точки зрения детритообразования группы организмов неоднородны. Брахиоподы, моллюски, отчасти также мшанки, входят, в основном, в состав цельнораковинной фауны, а трилобиты и иглокожие являются основными детритообразующими группами организмов.

Глава IV. О КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ

РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕОРДОВИКСКОЙ МАКРОФАУНЫ

Данные о количественном распределении среднеордовикской макрофауны в шести разрезах (по линии Кыргессааре — Раппа — Кандава) были обработаны по одной программе кластеранализа (Каролин, 1969) с целью выяснить характеристики фаунистического сходства между горизонтами в пределах одного или нескольких разрезов, а также получить представление о взаимоотношениях (корреляции) рассматриваемых групп организмов. Исходными данными служили процентуальные содержания 12 групп организмов, т.е. данные о групповом составе макрофауны и флоры по горизонтам изученных разрезов (см. табл. I-6). При этом процентуальное содержание той или иной группы организмов в горизонтах каждого разреза определялось как отношение числа образцов с данной группой к числу всех образцов, без учета долей этих групп в образцах.

Основным результатом кластеранализа является дендрограф исходных единиц (т.е. стратиграфических подразделений), который выражает сгруппирование горизонтов по фаунистическому сходству (см. рис. 35). Отдельные группы (в данном случае горизонтов) на дендрографе могут быть основой для выделения биофауны. Так на дендрографе выделяются две большие группы горизонтов. Одна из них (I, на рис. 35) соединяет в основном горизонты разрезов осевой структурно-фациальной зоны, которые охарактеризованы представителями подвижного бентоса (трилобиты), nekтона (цефалоподы) и планктона (граптолоидеи), а вторая группа (II) — горизонты разрезов северной структурно-фациальной

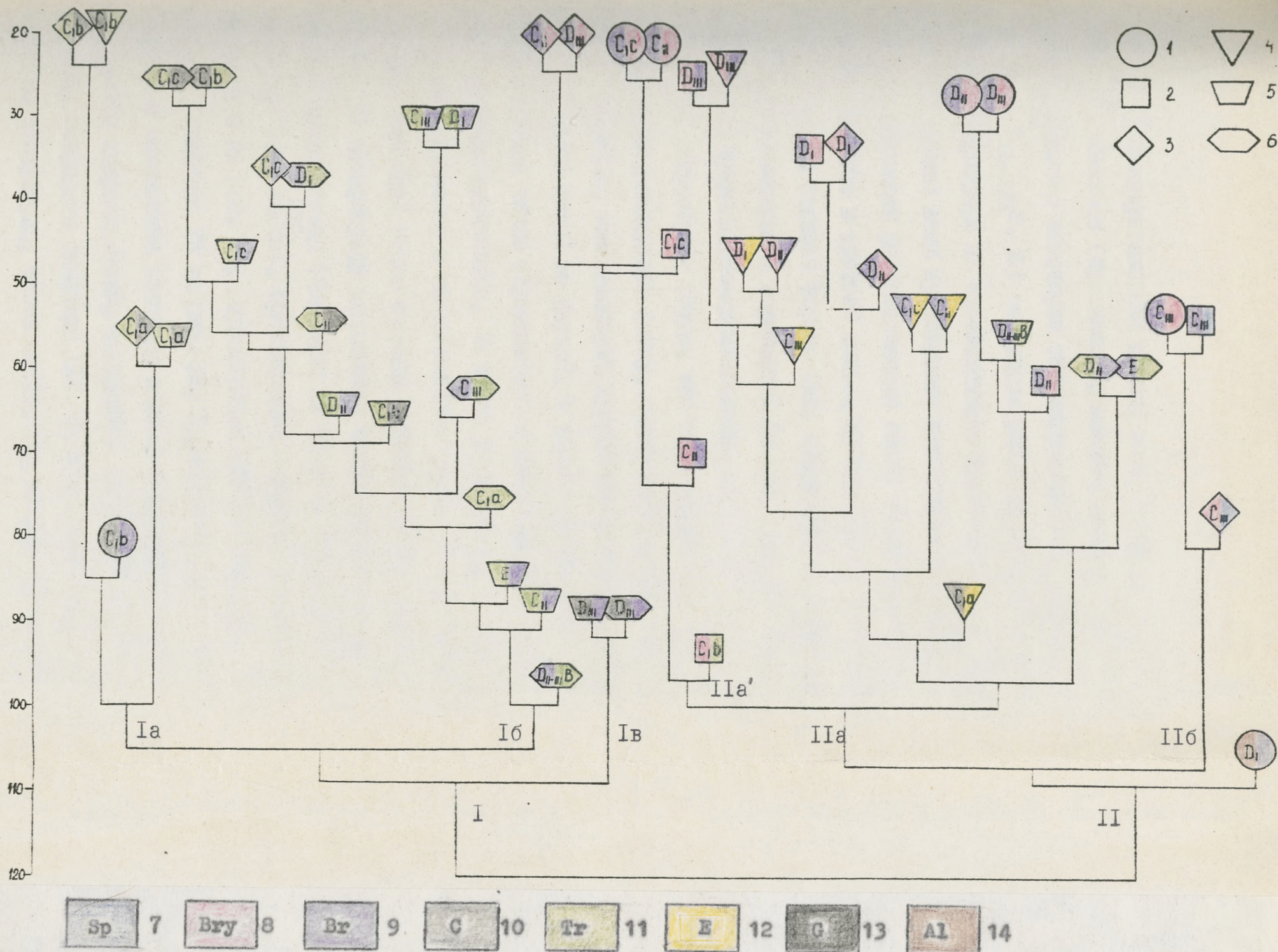


Рис. 35. Сгруппирование стратиграфических подразделений шести разрезов скважин (I - 6) по фаунистическому сходству (согласно данным таблицы 7).
 Красками (7 - 14) обозначены две группы организмов, имеющие в составе фауны горизонта наибольшее значение.
 I - скв. Кыргессааре, 2 - скв. Хаапсалу, 3 - скв. Рапла, 4 - скв. Пярну, 5 - скв. Энгуре, 6 - скв. Кандава; 7 - губки (пиритонема), 8 - мшанки, 9 - брахиоподы, 10 - цефалоподы, II - трилобиты, 12 - иглокожие, 13 - граптолиты, 14 - водоросли.

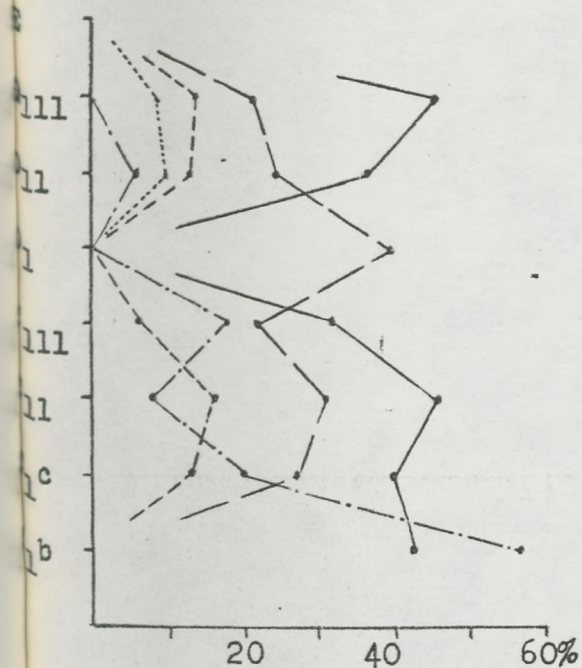
ной зоны, охарактеризованные прежде всего представителями неподвижного бентоса (брахиоподы, мшанки, иглокожие). От этого отклоняются только некоторые стратиграфические подразделения (Ia, D II, D II-III B, E) некоторых разрезов, расположение которых на дендрографе не соответствует группировкам по фаціальным зонам. Анализ всех группировок горизонтов показывает, что дендрограф отражает фаунистические связи между горизонтами, рассмотренные уже в третьей главе, но прибавляет к этому аспект количественного состава фауны. Так, например, по дендрографу обособленная группировка горизонтов Ia (см. рис. 35) может быть выделена как трилобитово-цефалоподовая биофация (см. рис. 29). При этом по дендрографу видно, что одни горизонты, содержащие трилобитово-цефалоподовую фауну, имеют между собой значительно большее сходство, чем некоторые другие горизонты, охарактеризованные в общем такой же фауной. В таких случаях дендрограф отражает весьма четко фаунистические различия не по преобладающим группам организмов, а также по группам, имеющим второстепенное значение в общем составе фауны. Четкое выделение последних различий можно считать основным преимуществом кластер-анализа. По дендрографу выделяются четко еще брахиоподово-мшанково-трилобитовая (биофация II на рис. 29; группировка горизонтов IIa* на рис. 35), брахиоподово-мшанково-губковая (биофация III на рис. 29; группировка IIб на рис. 35) и грантолоидеева (биофация УIII на рис. 29; группировка Ib на рис. 35) биофации и выявляются взаимные соотношения отдельных стратиграфических подразделений, содержащих фауны одной и той же биофации. Остальные биофации (IV, V, VI, VII на рис. 29) выделяются по дендрографу менее четко, так как они фаунистически

менее однородные.

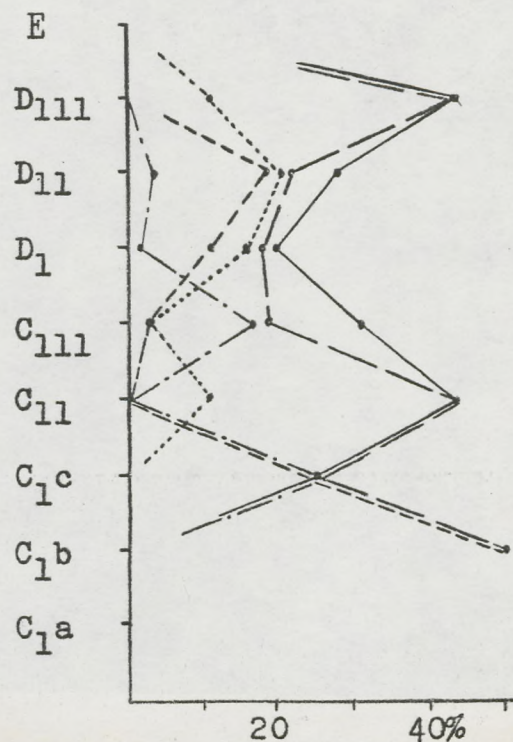
Фаунистическое сходство, выраженное между всеми горизонтами во всех рассматриваемых разрезах, приведено на таблице 7. На основе этой таблицы составлены также графы наибольших связей (сходства) горизонтов по отдельным скважинам (рис. 36 и 37). Сравнение этих граф показывает, что в разрезах скважин северной фациальной зоны (рис. 36) большинство горизонтов соединяются меньшими коэффициентами сходства, чем в разрезах осевой структурно фациальной зоны (рис. 37). Так, в разрезах скв. Кыргессааре, Хаапсалу и Рапла относительно большое фаунистическое сходство прослеживается только между горизонтами C_{II} и C_{Ic} , D_{II}^{II} и D_{III} (в скв. Кыргессааре), D_I и D_{II} , и C_{II} и D_{III} (в скв. Рапла), а в разрезах скв. Этуре и Кандава сходство примерно такой же величины намечается между горизонтами C_{Ic} и D_I , D_I и C_{III} , и $C_{III} - D_{II}$ (в скв. Этуре), и $C_{III} - D_I$, $D_I - C_{IIc}$, C_{Ic} , C_{II} , и $C_{Ic} - C_{IV}$ (в скв. Кандава). Из вышесказанного следует, что групповой состав макрофауны меняется в разрезах северной фациальной зоны быстрее, чем в разрезах осевой фациальной зоны. Это в свою очередь свидетельствует о более быстрых фациальных изменениях в первой зоне. Некоторое исключение из вышесказанного представляет собой разрез скв. Пярну, располагающийся в пределах переходной полосы. В этой скважине горизонты среднего ордовика имеют относительно высокие коэффициенты сходства, при этом на графе они соединяются в стратиграфической их последовательности (за исключением C_{IV} и D_{II} ; см. рис. 37).

При выяснении фаунистического сходства стратиграфических подразделений разных разрезов по кластеранализу получены также данные о корреляционных связях двенадцати групп организмов (см. рис. 38). Несмотря на то, что фактический материал для статисти-

Скв. Кыргессааре



Скв. Хаапсалу



Скв. Рапла

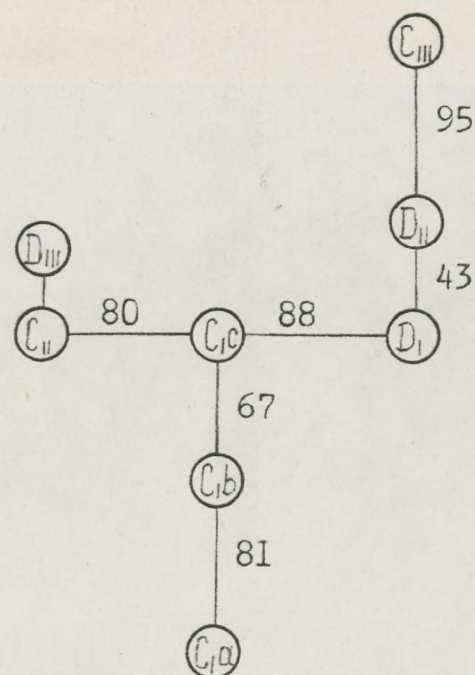
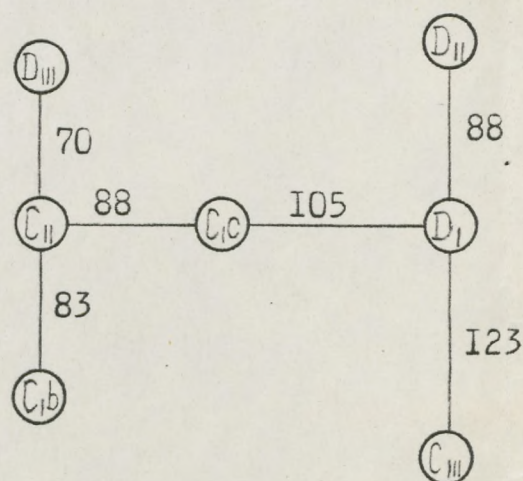
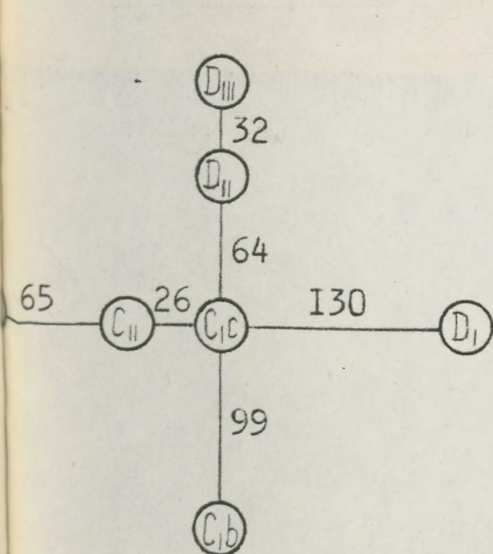
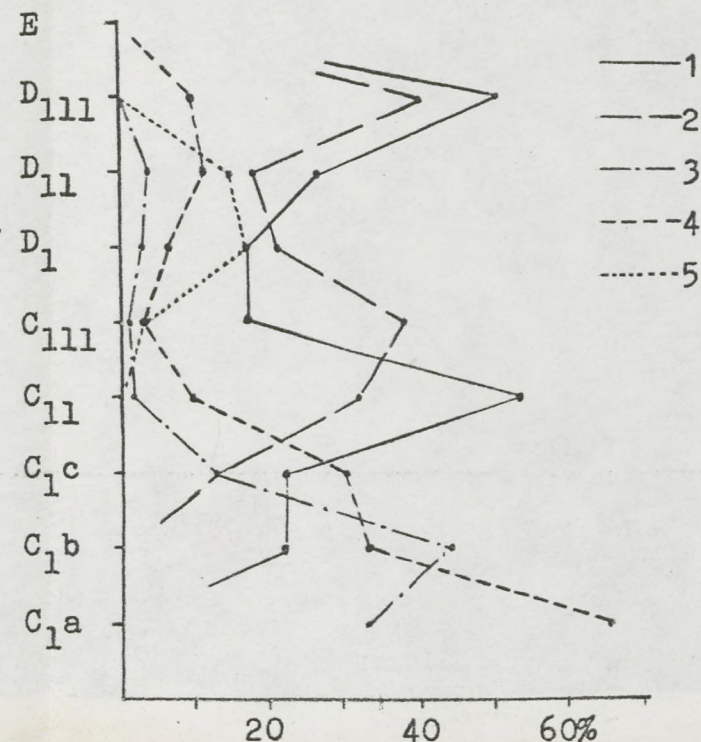


Рис. 36. Распределение представителей пяти групп организмов (I - 5) (сверху) и графы наибольшего фаунистического сходства горизонтов (снизу) разрезов профиля I - I. По вертикали - горизонты среднего ордовика; по горизонтали - содержание (в процентах) представителей макрофауны (см. табл. I - 3). Сходство между горизонтами приведено соответственно таблице 7.

I - замковые брахиоподы; 2 - мшанки; 3 - моллюски (цефалоподы+гастроподы+двустворки); 4 - трилобиты; 5 - иглокожие (цистоидеи+криноидеи).

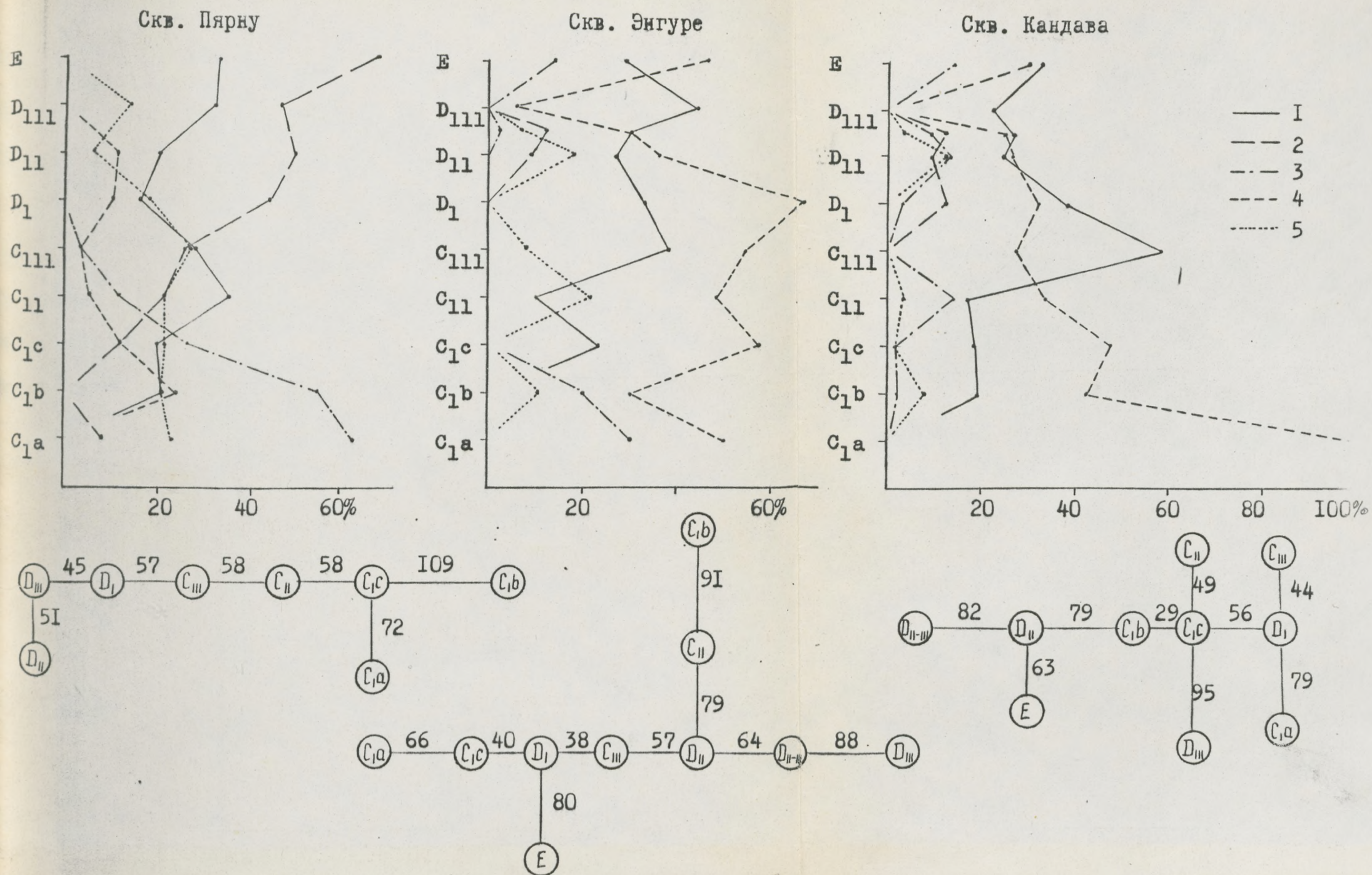


Рис. 37. Распределение представителей пяти групп организмов (I - 5) (сверху) и графы наибольшего фаунистического сходства горизонтов (снизу) разрезов профиля II - II.

По вертикали - горизонты среднего ордовика, на уровне "В" - блиденская свита; по горизонтали - содержание (в процентах) представителей макрофауны (см. табл. 4 - 6). Сходство между горизонтами приведено соответственно таблице 7.

I - замковые брахиоподы; 2 - мшанки; 3 - моллюски (цефалоподы+гастроподы+двустворки); 4 - трилобиты; 5 - иглокожие (цистоидеи+криноидеи).

ческого изучения ограничен, результаты последнего, в общем, не противоречат общепринятым предположениям о взаимных соотношениях между отдельными группами организмов. На основе наибольших корреляций между группами организмов можно составить граф и выделить семь взаимно связанных комплексов фауны (см. рис. 38). Эти комплексы образуют последовательность, отражающую в общих чертах изменения в групповом составе макрофауны при переходе от относительно мелководных условий к более глубоководным. Так как эти комплексы фауны основываются только на наибольших корреляционных связях между группами организмов, то они соответствуют только в общих чертах биофациям, выделенным по профилю Кыргессааре - Рапла - Кандава (см. рис. 29). В изученных разрезах взаимные соотношения между группами организмов более сложного характера, чем это выливается по максимальным корреляционным связям.

Из вышесказанного следует, что уже использованная, весьма общего характера программа кластеранализа может быть довольно успешно применена при обработке данных о распределении фауны. Целесообразность такого анализа выявлялась бы более четко, чем в данной работе, при большем количестве разрезов и при более детальном подходе к решению вопросов распределения фауны (определения на родовом и видовом уровне). Основным преимуществом кластеранализа можно считать то, что учитывается равномерно вся информация о распределении фауны. Так по дендрограду фаунистического сходства горизонтов (рис. 35) видно, что горизонты, сходные по двум преобладающим группам организмов, могут иметь между собой относительно низкое сходство из-за различий по группам организмов, имеющим в общем составе фауны

	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1 мшанки	<u>+1582</u>	-3543	-3304	-1578	-0817	-5371	-1055	<u>+2430</u>	<u>+2788</u>	<u>+2430</u>	-3692	-0531
2 замк. брахиоподы	-0498	-2485	-0809	<u>+1493</u>	-3760	-1786	-0570	-0106	-2652	-1860	-0394	
3 беззамк. брахиоподы		-0642	-1427	+0068	-0303	-0747	-1278	-2046	-1220	<u>+3334</u>	+0063	
4 наутилоидеи			<u>+2237</u>	-1882	+0102	-1051	-1437	-1877	-1120	-1107	-2125	
5 гастроподы				+0361	-2230	-1465	+2125	<u>+2661</u>	-0968	-1275	+1315	
6 двустворки					-0223	-0685	+1449	-1314	-0658	+0418	+5436	
7 трилобиты						<u>+1005</u>	-3766	-3392	-2208	+0393	-0402	
8 пистоидеи							<u>+0561</u>	-0810	-0645	<u>+2395</u>	-0483	
9 криноидеи								+1457	-0059	-1792	+1081	
10 губки (пиритонема)									+0333	-1304	+1296	
11 водоросли										-0660	+0497	
12 граптолоидеи											+0352	
13 разные												

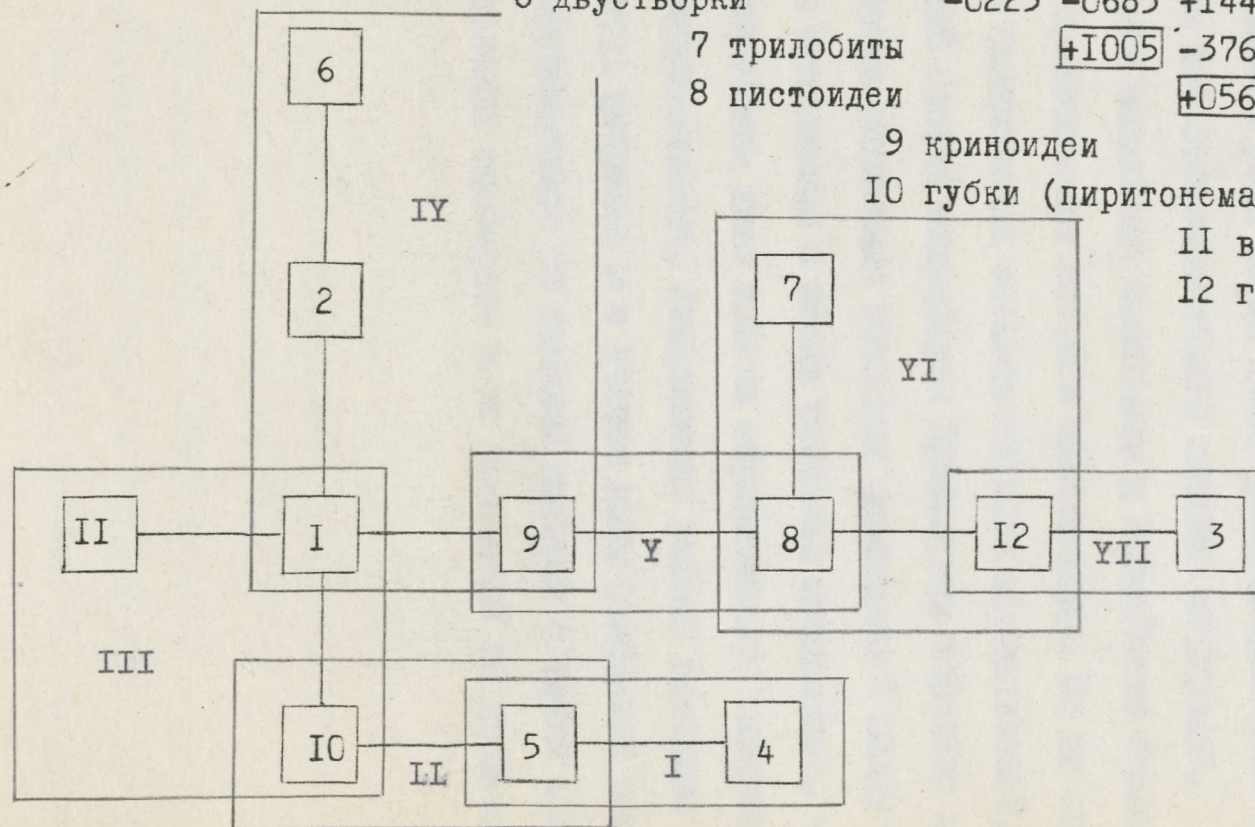


Рис. 38. Полуматрица корреляции и граф наибольших корреляционных связей (в квадратах) между группами организмов (I - 13) составленные по данным таблицы

I - VII - комплексы фауны.

второстепенное значение. В то время, когда для стратиграфических целей может быть достаточно, иногда и возможно, учесть только представителей наиболее распространенных групп организмов (граптолиты, трилобиты, брахиоподы), то для решения вопросов фациальности необходимо иметь ввиду также группы организмов (мшанки, иглокожие, моллюски), которые имеют в общем составе фауны меньшее значение и имеют большую приуроченность к фациальным условиям. При большом количестве изучаемых разрезов однозначная оценка роли таких менее распространенных организмов затруднена без статистического анализа материала.

С точки зрения выделения сообществ в Балтийском бассейне немалый интерес представляют вопросы синэкологии. Но до сих пор не проведено специальных соответствующих исследований, хотя таксономический состав макрофауны Прибалтики довольно хорошо известен. Попытка выяснения взаимных соотношений между изученными группами организмов в шести разрезах показывает, что количественная обработка даже весьма ограниченного материала в общих чертах результативна. Аналогичные работы на основе большого количества разрезов и с учетом доли отдельных таксонов в образцах представляли бы немалый интерес с точки зрения синэкологии, выделения сообществ и их изменений во времени и по площади.

Глава V. ФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ ПОСЛЕТРЕМАДОКСКИХ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ И СРЕДНЕЙ ПРИБАЛТИКИ

Моделирование процессов карбонатного осадконакопления в платформенных условиях получило широкое развитие только с середины 60-х годов. Еще в 1963 году П.Поттер и Ф.Петтиджон (Potter and Pettijohn, 1963) могли констатировать, что модели для карбонатного осадконакопления в платформенных шельфовых условиях отсутствуют.

К настоящему времени по этим вопросам накопилась значительная литература, из которой можно указать лишь на некоторые работы как кажется на наш взгляд наиболее существенные для создания фациальной модели среднего ордовика Северной и Средней Прибалтики (Эйнасто и Нестор, 1960; Эйнасто и Нестор, 1973; Show, 1964, Irwin, 1965, Ziegler, 1965, Ziegler a. o., 1968, Bretsky, 1969, 1970, Anderson, 1971, Walker, 1972).

Из предыдущих глав отчета явствует, что создание фациальной модели для среднего ордовика Прибалтики на основе только изученных профилей, представленных довольно скудным набором фаций, окажется очень трудным. Для этого необходимо иметь представление об характерных чертах всего ордовика в глобальном масштабе, а также учесть специфику карбонатного осадконакопления в Балтийском эпиконтинентальном бассейне.

Как отмечают А.Ронов, В.Хаин и К.Сеславинский (1976), трансгрессия в ордовике по сравнению с другими периодами была максимальной для фанерозоя, а с другой стороны современный

этап геологического развития Земли характеризуется максимальной регрессией в течение всего фанерозоя (Irvin, 1965). Это обстоятельство составляет большие трудности при применении принципа актуализма в изучении ордовикских отложений.

С точки зрения тектонического развития ордовикский период является серединой каледонского цикла, где несколько снизились скорости осадконакопления (Ронов и др., 1976). По А.Пронину (1969) каледонский тектонический цикл подразделяется на четыре этапа из которых второй (салаирский) и третий (таконский) охватывают ордовикский период. Салаирский этап при этом охватывает отрезок времени от позднего кембрия до раннего ордовика включительно, а таконский от второй половины карадок до конца лландовери.

Климат нашей планеты в ордовикском периоде по А.Ронову и др. (1976) можно характеризовать следующим образом. В трематике на континентах почти повсеместно господствовали гумидные условия. В аренигском веке на разных континентах появляются новые аридные зоны. Лланвирнский и лландейльский века характеризуются новой волной гумидизации, а в начале позднего ордовика аридные зоны снова возникли почти на всех континентах.

Что касается немногочисленных платформенных полезных ископаемых ордовикского периода, то в первую очередь здесь нужно отметить кукерситы Прибалтики (см. также Ронов и др., 1976).

В свете вышеприведенных данных, а также по более конкретным трактовкам (Мяниль, 1966, Пыла, 1975, Jaanusson, 1973 и др.) ордовикский период в Балтийском бассейне можно характеризовать следующим образом: I) медленный темп осадконакоп-

ления (наименьшие мощности отложений среди известных к настоящему времени типичных платформенных осадков ордовикского периода во всем мире), 2) значительная доля аллотигенного терригенного (песчано-глинистого) материала в карбонатных отложениях, 3) устойчивое развитие трансгрессии и стабилизация во время салаирского этапа тектогенеза, начало регрессии и дифференцирование тектонических движений с середины карадока (таконский X этап тектогенеза), 4) гумидный характер климата в раннем ордовике, с середины карадока появление признаков аридизации и довольно четко выраженный аридный характер климата в позднем ордовике. В палеобиогеографическом аспекте фауна данного бассейна рассматривается как фауна самостоятельной Балтийской провинции или области (Fresh, 1897), Соколов, 1960, Williams, 1969, Paul, 1976 и др.), которой характерна относительно высокая степень эндемичности (см. также Мянниль, 1966, Рымусокс, 1966). Помимо того, Балтийский бассейн является (особенно в течение первой половины вирусской эпохи) одним из центров развития и расселения ордовикской фауны, о чем свидетельствует, например, большое количество родов брахиопод древнейшие представители которых известны в Балтийском бассейне (см. Рымусокс, 1966, Williams, 1969).

На этом общем фоне четко выделяются различия между нижней и верхней частью послетремадокского (карбонатного) ордовика в Балтийском бассейне, которые служили основой для выделения здесь двух этапов ($V_I - V_{II}^{\alpha}$ и $V_{II}^{\beta} - V_{II}$) карбонатного осадконакопления (Пыла, 1972 б, 1973 а, б, 1975). Различия между этапам как литологические, так и фаунистические.

На таблице 8 приведены из них самые существенные.

Кратко можно охарактеризовать режим седиментации на двух этапах следующим образом. Для первого этапа осадконакопления характерно устойчивое развитие трансгрессии, достижение ее максимума и стабилизация. Для второго этапа типичны дифференцированные (блоковые) тектонические движения и преобладающий регрессивный характер осадков. Климат на первом этапе был гумидный, а во втором — семиаридный или аридный.

В развитии макрофауны на первом этапе прослеживается постепенное увеличение таксономического разнообразия (см. рис. 5, 10-12, 29-31), главным образом, за счет представителей неподвижного бентоса (мшанок, брахиопод, иглокожих), и увеличение общей биомассы достигающих максимума в курузеское время (в районе накопления кукурсита). К концу этапа уменьшаются фаунистические различия между структурно-фациальными зонами (см. рис. 29), существенно уменьшается также значение эндемиков. В начале второго этапа макрофауна весьма обильная в пределах всего бассейна, но по родовому и видовому составу четко дифференцирована в отдельных районах бассейна (см. рис. 9, 13-15). Родовой состав макрофауны обогащается рядом иммигрантов (*Horderleyella* * *Howellites* * *Eofletcheria* * *Lyopora* и др.) из других бассейнов, в то же время кончается существование ряд эндемичных родов (*Estlandia* * *Clinanodon* и др.).

По мнению авторов данного отчета для этих двух этапов характерны четко различные фациальные модели. Это мнение укоренилось и в ходе работы над данной темой, так как граница между этапами проходит в верхней части среднего ордовика. Таким образом предложены для послетремадовского ордовика (в том чис-

Основные литологические и фациальные признаки двух этапов карбонатного осадконакопления в ордовике Балтийского бассейна

Первый этап ($D_I - D_{II}^{\alpha}$)	Второй этап ($D_{II}^{\beta} - F_{II}$)
1. Преимущественно микрокристаллическая основная масса	Преимущественно скрыто-кристаллическая основная масса
2. Редкие мелкие скопления сгустков	Местами (D_{II}^{β} , $D_{III}^{F_{II}}$) послойные скопления сгустков
3. Содержание детрита 30-40% и шлама 6-8%	Содержание детрита 10-20% и шлама 4-5%
4. Равномерное распределение детрита в отложениях	Частые послойные скопления детрита и цельнораковинного материала
5. Сравнительно хорошая окатанность детрита	Слабая или неравномерная окатанность детрита
6. Полидетритность, остатки трилобитов и иглокожих составляют более 60% из общего содержания детрита	Монодетритность, остатки водорослей составляют 40-60% (E , F_{Ia} , F_{Ic}), местами (D_{II}^{β} , $D_{III}^{F_{II}}$) остатки иглокожих составляют 60-80% из общего содержания детрита
7. Глауконитизация, гетитизация, фосфатизация и пиритизация детрита	Незначительная пиритизация детрита
8. Преобладают волнистослоистые текстуры	Преобладают полукомковатые и комковатые текстуры
9. Практически отсутствуют микрослоистые и микрослоистчатые текстуры	Микрослоистчатость на ряде уровней (D_{II}^{β} , D_{III} , E , F_{Ic} , F_{II})
10. Знаки ряби отсутствуют	Знаки ряби встречаются в $D_{III}^{F_{II}}$
11. Равномерное распределение терригенного материала в отложениях	Неравномерное распределение терригенного материала в отложениях, резкое чередование чистых и глинистых разновидностей
12. Редкие слабо выраженные ритмы (известняк-кукерсит, известняк-мергель)	Местами (особенно $F_{Ia} - F_{Ic}$) довольно четкие ритмы и циклы

13. Отсутствие биогермов

Биогермы в D₁₁₁^β, D₁₁₁, F_{1c}, F₁₁
и их регрессивное расположение
в плане

14. Сравнительно небольшие
и выдержанные мощности
горизонтов

Сравнительно большие и невидер-
жаные мощности горизонтов

15. Стабильность локальных
тектонических структур

Оживление локальных тектоничес-
ких структур (например, погру-
жение Палукилаского поднятия)

16. Относительно большое
значение эндемиков

Преобладают иммигранты

17. Равномерное распределе-
ние таксономически раз-
нообразной фауны

Неравномерное (последние кон-
центрации) распределение так-
сономически разнообразной фау-
ны и флоры.

18. Постепенные изменения
таксономического соста-
ва фауны при переходе
от одной фацальной зоны
в другую

Резкие изменения таксономичес-
кого состава фауны при перехо-
де от одной фацальной зоны в
другую

ле и для среднего ордовика Северной и Средней Прибалтики две различные фациальные модели (рис. 39).

При создании этих моделей были приняты в основу теоретические модели для эпиконтинентальных бассейнов предложенные А.Шоу (Shaw, 1964), М.Ирвином (Irvin, 1965) и Э.Андерсоном (Anderson, 1971), а также модель созданная для Балтийского бассейна в силуре (Эйнасто и Нестор, 1973).

Направление профилей для построения фациальных моделей с севера на юг, то есть с предполагаемой финской суши (Балтийский щит) через западную часть Северо-Эстонского прогиба и переходную полосу на Елгавский прогиб, что тем самым совпадает с направлением изученного профиля П-П. Переходная полоса, разделяющая северную и осевую структурно-фациальные зоны или соответственно Северо-Эстонский и Елгавский прогибы, представлена в ордовикском периоде на этом профиле в виде более или менее ясно выраженной приподнятой полосы между вышеотмеченными прогибами. Об этом свидетельствует также распространение брахиоподово-мшанково-криноидной ассоциации фауны в точечной преобладающей части вирусской эпохи в средней части переходной полосы (в скв.Пярну; см.рис. 10, 29, 37). При этом соседние от вышеотмеченной биофации, особенно в южном направлении, несомненно более глубоководные. Первый профиль (I-I), как уже ранее отмечено, проходит целиком в пределах северной структурно-фациальной зоны, имея таким образом, меньшее значение для создания общей для бассейна фациальной модели.

На первой модели (рис. 39) выделены четыре зоны. Первая из них — приливная и отмельная — выделено только условно поскольку соответствующие отложения снесены в результате дену-

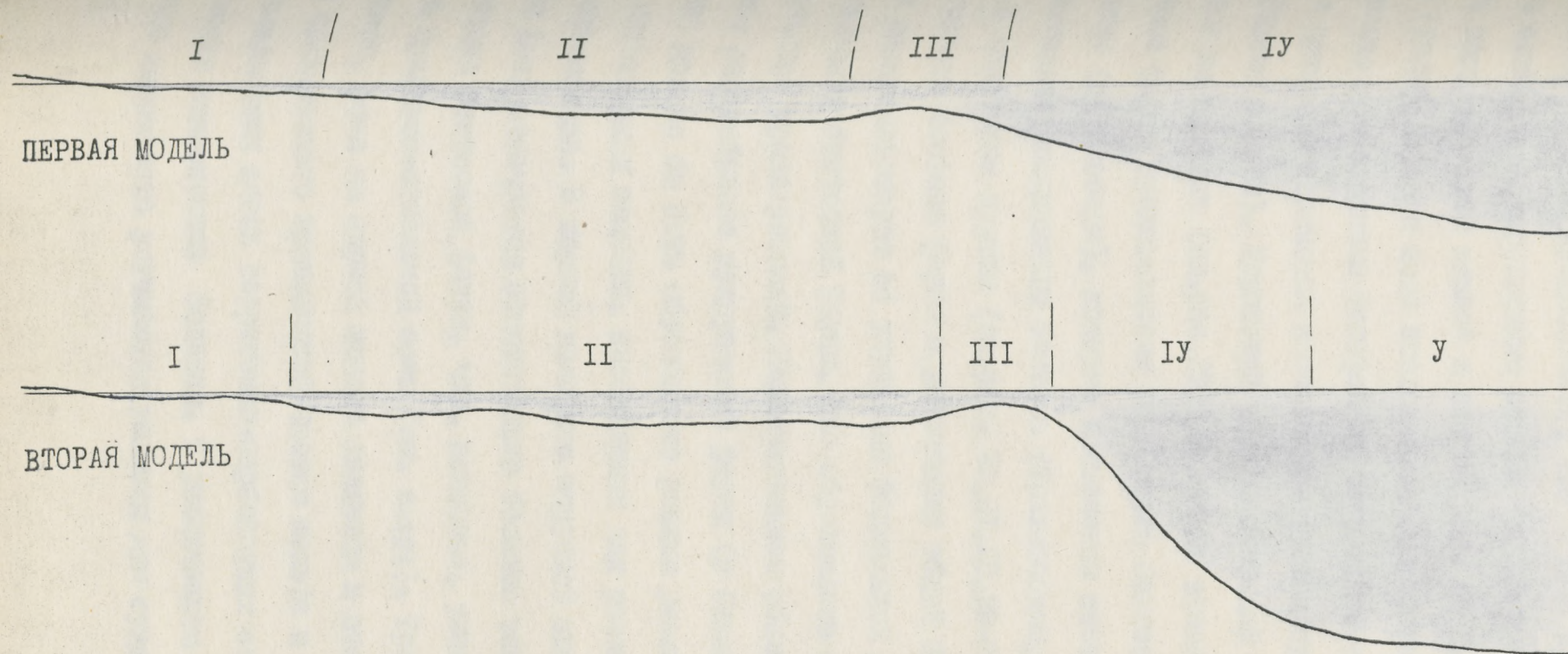


Рис. 39. Фациальные модели послетремадокского ордовикского эпиконтинентального бассейна в Северной и Средней Прибалтике.

Первая модель ($B_I - D_{11\alpha}$): I зона - приливная равнина и отмели, II - IV - открытый шельф.

Вторая модель ($D_{11\beta} - F_{11}$): I зона - приливная равнина и отмели, II - IV - открытый шельф, V - депрессия.

дации. Можно лишь предположить, что в этой сравнительно узкой зоне отлагались терригенные осадки (пески и алевроиты). Эта зона соответствует первой и второй зоне по Р.Эйнасто и Х.Нес-тор (1973). Вторая зона представлена нормальноморскими сравнительно мелководными шельфовыми терригенно-карбонатными илами с примесью зернистых компонентов (полидетрит, гетитовые и фосфатные оолиты). Групповой состав биофаций этой зоны изменяется во времени (см.рис.29). В начале этана преобладают в составе фауны представители подвижного бентоса (трилобиты) и nekтона (цефалоподы), которые постепенно отступают к представителям неподвижного бентоса (брахиоподам, иглокожим, мшанкам и некоторым другим (см.рис. 19, 21, 23, 29-31). Изменения группового состава фауны и увеличение общей биомассы во времени свидетельствует об улучшении фациальных условий для существования бентосной фауны, что обусловлено в первую очередь устойчивой трансгрессией. Исключительное обилие и таксономическое разнообразие кукрузеской фауны (в Северо-Восточной Эстонии) должно бы быть обусловлено резким увеличением взвешенных питательных веществ, необходимых для увеличения количества сестеноедов. В первой половине вирусской эпохи в северной части зоны отмечается относительно большое значение гастропод в составе бентосной фауны, что, возможно, указывает на близость приливно-отмельной зоны (см. с.121). Третья, сравнительно узкая, зона на первой модели является в отношении второй зоны сравнительно приподнятой частью шельфа и соответственно, в образованных здесь терригенно-карбонатных отложениях роль зернистых компонентов большая. С увеличением содержания зернистого компонента улучшаются условия для существования сес-

теноедов.. Но это указывает групповой состав организмов в разрезе скв. Пярну, где в отложениях первого этапа (кроме его начала) сестенонды (брахиоподы, мшанки, иглокожие) преобладают над детритоедами — падалеедами (трилобитами) (см. Рис. 2I, 23, 29, 37, 40). Брахиоподово-мшанково-криноидная фауна, которая, возможно, распространялась в наиболее приподнятой части шельфа, замещается, повидимому, на пологих склонах трилобитово-эхиносферитовой фауной (см. рис. 2I, 23), которая в сторону второй зоны довольно быстро замещается брахиоподово-мшанковыми ассоциациями (биофациями, см. рис. 29). На склоне в сторону осевой части бассейна трилобитово-эхиносферитовая фауна имеет более широкое распространение и предположительно представляет первую биофацию четвертой зоны. Четвертая зона характеризуется сравнительно более глубоководными (но не во всех этапах развития, см. Пылма, 1972а), чем во второй зоне, глинисто-карбонатными, в раннем ордовике даже чистоглинистыми илами с небольшим содержанием органогенно-обломочного материала. В наиболее глубоководной части этой зоны обитала в преобладающем по видовому составу разнообразная фауна трилобитов. Кроме того, этой части бассейна характерен богатый комплекс планктонных и эпипланктонных организмов (грантолоидей, беззамковых брахиопод; см. рис. II, 12, 2I, 29, 3I). Увеличение значения представителей неподвижного бентоса в конце этапа, указывает на некоторое обмеление бассейна в пределах данной зоны, по сравнению с первой половиной этапа. Родовой и видовой состав брахиопод и трилобитов в четвертой зоне (см. рис. II, 12, 40) отличается от такового в более береговых зонах. Но в то же время имеется ряд видов и родов общих для второй и четверт

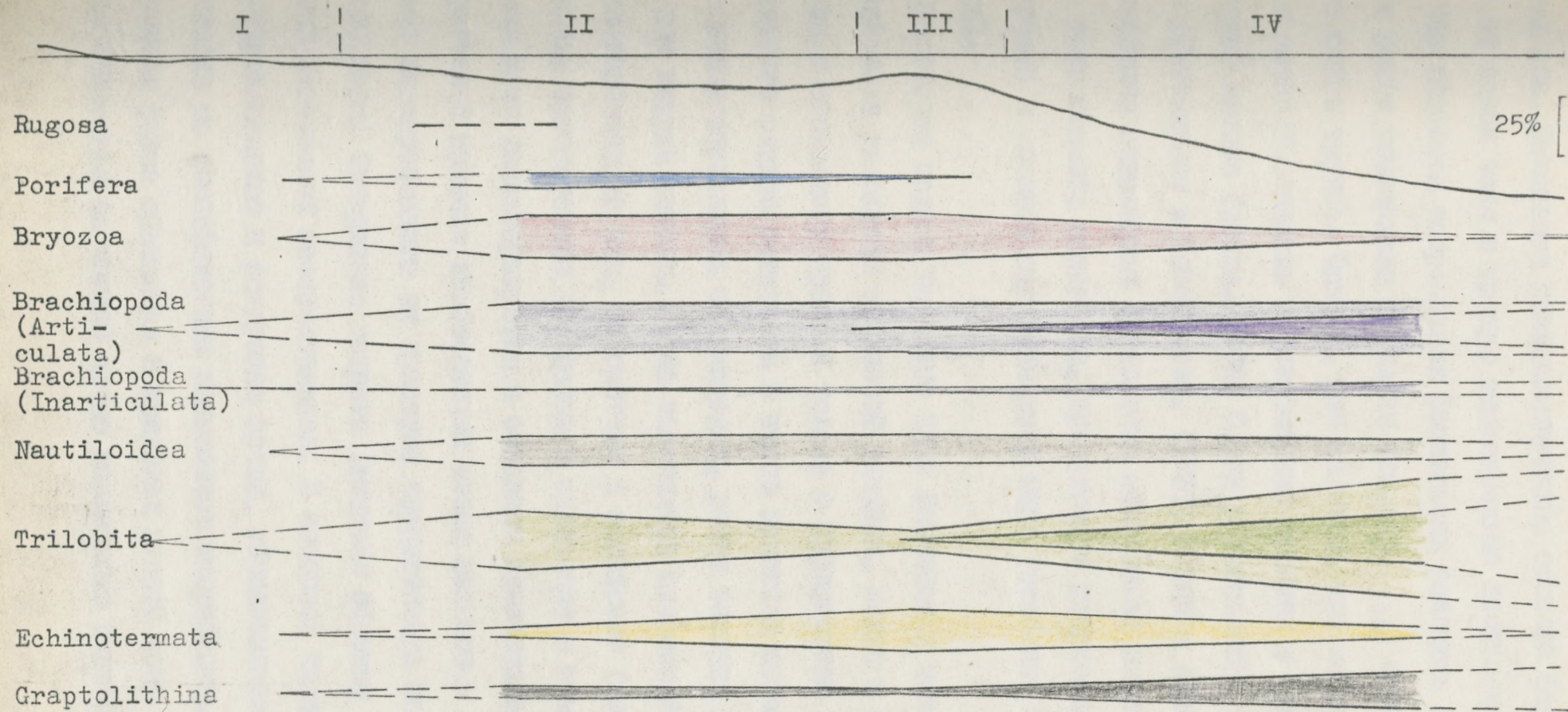


Рис. 40. Обобщенная схема распределения основных групп ископаемых организмов в ранне- и средне-виурской эпохи в Северной и Средней Прибалтике.

Приведено групповой состав макрофауны (в процентах) соответственно разрезам профиля Рапла-Кандава (см. табл. 3 - 6). Более темным цветом обозначено содержание среднеприбалтийских элементов фауны, прерывистыми линиями - предполагаемое содержание группы организмов. I - IV - см. рис. 39.

вертой зон. Изменение таксономического состава фауны при переходе от одной зоны в другую относительно постепенное.

Что касается современных фациальных аналогов первой модели, то по ранее отмеченным причинам (см. стр. 144) найти полных аналогов очень трудно. Однако, нам кажется, что некоторые общие черты можно проследить в современных осадках у берегов Юго-Западной Африки (Сенин, 1968, Сенин и Емельянов, 1969), Перу и Чили (Логвиненко и Романкевич, 1973). К таким общим чертам в ордовикских отложениях Прибалтики относятся: значительная примесь терригенного материала, присутствие глауконита, фосфатных минералов и расцвет органического мира (особенно в кукрузеское время).

На второй модели выделено пять фациальных зон. Типичные для первой зоны отложения приливной равнины, лагун и отмелей сохранились к настоящему времени только в поркуниском горизонте. В результате резкой регрессии в конце ордовика отложения первой зоны распространялись на площадях, ранее занятых отложениями II-У зон второй модели. Здесь накопились микрослойчатые терригенно-карбонатные илы, обломочные и оолитовые (карбонатные) отложения, органогенные постройки и связанные с ними микрофауны. Вторая зона характеризуется в основном сравнительно чистыми от терригенной примеси карбонатными илами мелкого и сравнительно хорошо изолированного от приступа терригенного материала шельфового моря. Содержание детрита (главным образом водорослевого) в этих отложениях незначительная. В северной части второй зоны в позднекейлаское и оандуское время, образовались органогенные постройки со специфическим комплексом микрофауны. Обильная бентосная фауна обитающая в пределах второй зоны (особенно в более береговой ее части) четко различного таксономического сос-

тава в отдельных районах зоны. В начале этапа (в позднекей-лаское время) распределение бентосных организмов относительно равномерное. Начиная с оандуского времени расселения бентосной фауны связано в преобладающем только короткими промежутками времени, хотя общая биомасса за счет разных водорослей большая. Третья зона представляет собой значительно приподнятую часть бассейна, где существенно сокращаются мощности отложений (особенно $D_{III} - F_{Ia}$) или развиваются органо-гечные постройки (F_{Ic}) значительной (10–60 м) мощности. Бентосная фауна этой зоны тесно связана с фауной второй зоны, но она по таксономическому составу менее разнообразна. Четвертая зона характеризуется отложениями (терригенно-карбонатными и карбонатно-терригенными илами) сравнительно крутого склона в пределах шельфа. Доля зернистого компонента (детрита) в этих отложениях незначительная. Бентосная фауна этой зоны специфическая как по таксономическому составу, так и по экологическому типу. В течение первой половины этапа (в поздне-вирусской эпохе) в четвертой зоне наибольшего значения в составе фауны имеют брахиоподы. Они, возможно, представлены на разных экологических нишах различными видами. С этим, возможно, связано распространение некоторых видов (например, *Reuschella magna*) в пределах весьма узкой полосы протягивающейся с запада на восток. В течение второй половины этапа (в харьюской эпохе) фауна этой зоны более бедная, чем в первой половине этапа, но в некоторые моменты времени (в вормсиское) распространялась довольно богатая фауна брахиопод и трилобитов. Отложения пятой зоны второй модели можно условно называть депрессионными, так как отлагавшиеся здесь ($D_{II} - D_{III}$, F_{Ib}) темно-серые граптолитовые глины (с примесью алевроита)

непосредственно связаны с отложениями Каледонской геосинклинали (см. фациальные карты, Мянниль, 1966). Содержащаяся в этих отложениях фауна по видовому и родовому составу четко различная от фауны в четвертой и третьей зонах (см. рис. 14, 15, 41). В то же время эта фауна, как бентосная, представленная трилобитами, брахиоподами, моллюсками и др., так и планктонная (граптолоидеи) и эпипланктонная (беззамковые брахиоподы), близка к фауне геосинклинали. Однако, временами (F_{1aB} , F_{1c}) здесь накопились сравнительно чистые от терригенной примеси карбонатные или глубокой части шельфа, в которых содержание органично-обломочного материала и цельнораквинной макрофауны минимальное. Следует отметить, что у второй модели имеется ряд общих черт с моделью разработанной для силурийских отложений Балтийского бассейна (Эйнасто и Нестор, 1973). Различия между двумя моделями вызваны, повидимому, большей дифференциацией дна Балтийского бассейна во второй половине ордовика, т.е. тектоническими условиями.

Элементы сходства для второй модели можно обнаружить у современных осадков из таких регионов как Каспийское море, Персидский залив, Багама, Флорида, Западный берег Австралии и др. (Лебедев и др., 1973, Newell а.о., 1959, Newell а. о. 1960, Logan а. о., 1970, Purser (ed.), 1973 и др. К таким общим признакам относятся: относительно чистые от терригенной примеси карбонатные осадки, присутствие органических построек и карбонатных оолитов, относительное обилие сгусткового материала, микрослойчатые лагунные отложения и др.

В рамках отчетной темы проведенные работы по изучению среднеордовикских отложений сводятся к следующему: среднеор-

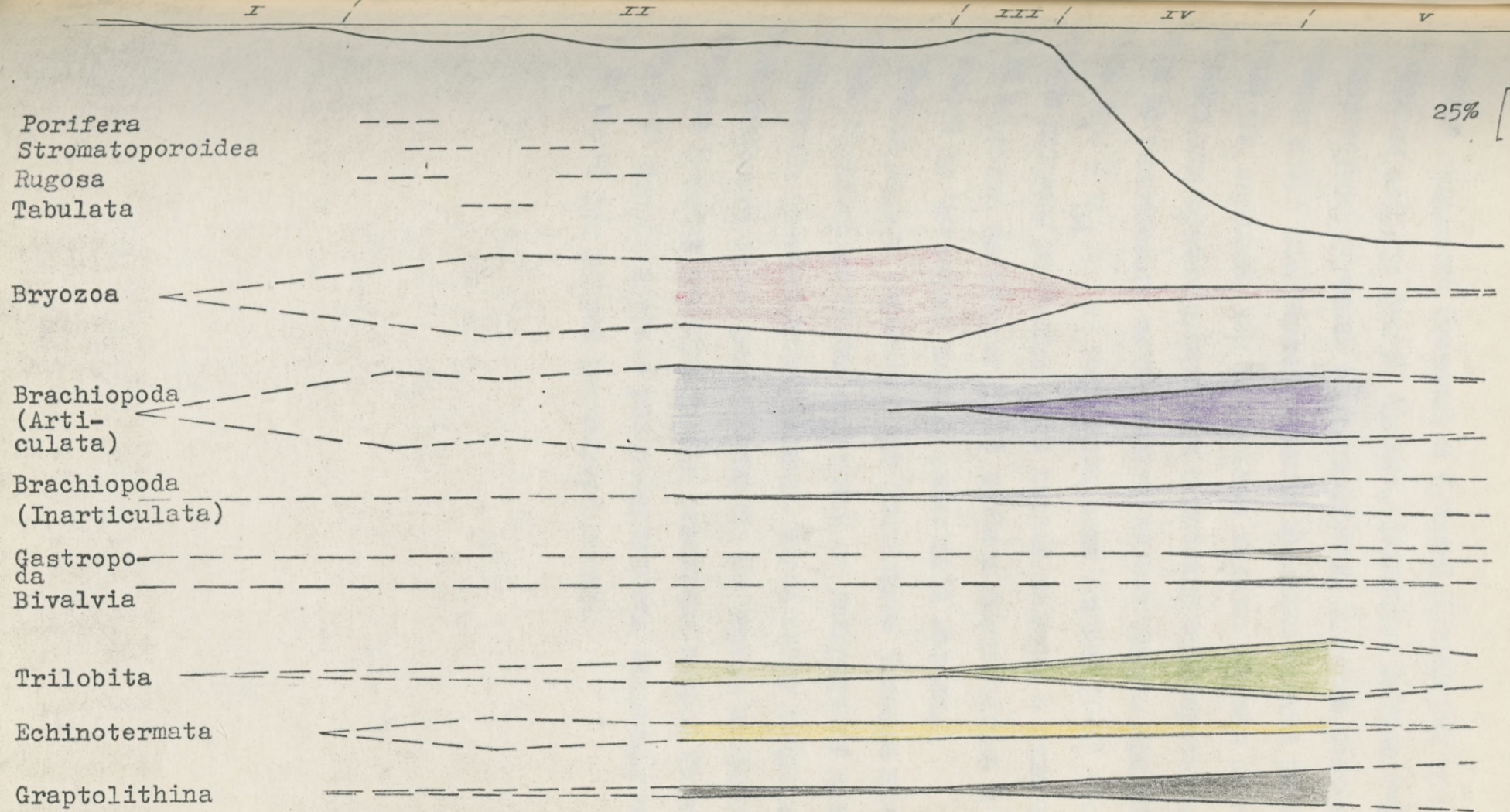


Рис. 4I. Обобщенная схема распределения основных групп ископаемых организмов в поздневирусской эпохи в Северной и Средней Прибалтике.

Объяснение к схеме см. рис. 40; I - V - см. рис. 39.

довикские отложения Северной и Средней Прибалтики представлены скудным набором фаций. Однако, детальное литологическое и фаунистическое изучение этих отложений, а также степень изученности всего послетремадокского ордовика в этом регионе позволило нам выделить две фациальные модели. Первая из них характерна для среднеордовикских отложений от азериского горизонта до ристнаского подгоризонта включительно. При этом отложения $S_{Ia} - D_{II} \propto$ на изученном нами первом (I-I) профиле относятся целиком ко второй зоне первой модели, а отложения этого же возраста на втором (II-II) профиле образовались в зонах от второй до четвертой первой фациальной модели.

Вторая модель характеризует фациальные условия при образовании среднеордовикских отложений от лаагриского времени до раквереского времени включительно. Здесь набор сохранившихся фаций несколько более разнообразный. На первом профиле в этом интервале времени развиты только отложения второй фациальной зоны, а на втором профиле распространяются отложения от второй до пятой зон второй фациальной модели.

Таблица I

Количественные данные распространения макрофауны и -флоры в среднеордовикских отложениях разреза скв. Кыргессааре.

A (по рядам) - количество образцов; B - то же в процентах; C - содержание (в процентах) группы организмов в общем составе фауны горизонта. I - мшанки; 2 - замковые брахиоподы; 3 - беззамковые брахиоподы; 4 - цефалоподы; 5 - гастроподы; 6 - двустворки; 7 - трилобиты; 8 - цистоидеи; 9 - криноидеи; 10 - губки (пиритонема); 11 - водоросли; 12 - граптолиты; 13 - разные.

Горизонты, уровни границ	Кол-во обр-ов		Bry	BrA	BrI	C	Gas	Bi	Tr	E	Kr	Pyr	Al	"G"	V	Ср. инт. опробо- вания
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
86,15 C _{1b}	14	A B C	-	3 21 43	-	4 28 57	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,16
83,9 C _{1c}	20	A B C	4 20 27	6 30 40	-	2 10 13	1 5 7	-	2 10 13	-	-	-	-	-	-	0,15
80,95 C ₁₁	22	A B C	8 36 31	12 55 46	-	-	2 9 8	-	4 18 16	-	-	-	-	-	-	0,17
77,2 C ₁₁₁	38	A B C	7 16 22	10 26 32	-	1 3 3	5 13 16	-	2 5 6	-	-	4 10 12	2 5 6	-	-	0,15
71,5 D ₁	5	A B C	2 40 40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3 60 60	-	-	0,1
71,0 D ₁₁	301	A B C	176 58 25	259 84 37	9 3 2	5 2 1	19 6 3	8 3 2	95 32 13	1 <1 <1	67 22 9	6 2 1	19 6 3	22 7 3	7 2 1	0,07
48,2 D ₁₁₁	37	A B C	15 40 22	32 86 46	1 3 2	-	-	2 5 3	10 27 14	-	6 16 9	-	-	3 8 4	-	0,27
44,95 E 23,0	0															
0 ₂	446	A B C	212 45 25	322 74 38	10 2 1	11 3 1	27 6 3	10 2 1	113 25 13	1 <1 <1	73 16 9	10 2 1	24 5 3	25 6 3	7 2 1	0,09

Количественные данные распространения макрофауны и -флоры в среднеордовикских отложениях разреза скважины Хаапсалу.

Объяснение к таблице см. табл. 1.

Горизонты, уровни границ	Кол-во обр-ов	Bry	BrA	BrI	C	Gas	Bi	Tr	E	Kr	Pyr	Al	"G"	V	Ср. инт. опробо- вания	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
145,0 C _{1a}	0															
144,1 C _{1b}	2	A B C	1 50 50	- 	- 	- 	- 	1 50 50	- 	- 	- 	- 	- 	- 	1,0	
142,1 C _{1c}	4	A B C	1 25 25	1 25 25	- 	1 25 25	- 	1 25 25	- 	- 	- 	- 	- 	- 	1,4	
136,5 C ₁₁	6	A B C	4 67 44	4 67 44	- 	- 	- 	- 	1 17 11	- 	- 	- 	- 	- 	0,65	
132,6 C ₁₁₁	27	A B C	7 26 19	11 46 31	- 	- 	6 22 17	1 4 3	- 	1 4 3	10 37 27	- 	- 	- 	0,52	
122,2 D ₁	15	A B C	8 53 18	9 60 20	- 	- 	1 7 2	5 33 11	1 7 2	6 40 14	4 27 9	6 40 14	2 13 5	2 13 5	0,17	
119,6 D ₁₁	92	A B C	52 56 22	66 72 28	5 5 2	- 	2 2 1	7 8 3	45 49 19	- 	50 54 21	- 	1 1 <1	2 2 1	5 5 2	0,20
101,3 D ₁₁₁	6	A B C	4 67 44	4 67 44	- 	- 	- 	- 	- 	1 16 11	- 	- 	- 	- 	0,25	
99,7 E	0															
75,1 O ₂	152	A B C	77 50 23	95 62 28	5 3 1	1 <1 <1	9 6 3	7 5 2	53 35 16	2 1 1	58 38 17	14 9 4	7 5 2	4 3 1	7 5 2	0,30

Таблица 3

Количественные данные распространения макрофауны (А, В, С) и группового состава детрита (D) в среднеордовикских отложениях разреза скважины Рапла. Объяснение к таблице см. табл. I и 4. I4 - неопределяемые (в составе детрита).

Горизон- ты, уров- ни гран.	Количество образцов, шлифов	Brγ	BrA	BrI	C	Gas	Bi	Tr		E	Kr	Pyr	Al	"G"	Var	Indet	Ср. интерв. об-ов
		1	2	3	4	5	6	7a	7b	8	9	10	11	12	13	14	
182,5 C _{1a}	6	A	-	-	2	-	-	4	4	-	-	-	-	-	-	-	0,40
		B			33			66	0								
		C			33			66	66								
									0								
	6	D	0,3	6,0	-	-	0,8	34,9		28,8	-	2,8	-	0,4	25,8		0,40
180,1 C _{1b}	9	A	-	2	3	1	-	3	3	-	-	-	-	-	-	-	0,37
		B		22	33	11		33	0								
		C		22	33	11		33	33								
									0								
	7	D	0,8	5,2	-	-	-	48,0		25,8	-	0,4	-	0,2	19,6		0,60
175,9 C _{1c}	30	A	4	5	3	1	-	7	7	-	-	-	-	3	-	-	0,27
		B	13	17	10	3		23	0					10			
		C	17,4	21,7	13	4,3		30,4	30,4					13			
									0								
	12	D	0,5	8,8	-	-	2,0	45,6		29,6	-	0,3	-	0,4	12,6		0,66
167,9 C ₁₁	25	A	6	10	-	-	-	2	2	-	-	1	-	-	-	-	0,45
		B	24	40				8	0			4					
		C	31,6	52,6				10,5	10,5			5,3					
									0								
	15	D	1,7	8,8	-	-	4,4	36,1		38,5	-	0,1	-	0,2	9,9		0,74
156,75 C ₁₁₁	26	A	11	5	-	2	-	1	1	-	1	7	-	1	1	-	0,24
		B	42	15		8		4	0		4	28		4	4		
		C	37,8	17,2		6,9		3,4	3,4		3,4	24,1		3,4	3,4		
									0								
	10	D	10,9	4,6	-	-	1,1	35,0		36,5	-	3,4	-	0,5	7,8		0,65
150,2 D ₁	32	A	23	18	1	2	-	7	7	2	16	6	14	14	3	-	0,14
		B	72	56	3,1	6,1		21,7	0	6,2	50	18,6	44	44	9,3		
		C	21,5	16,8	0,9	1,8		6,5	6,5	1,8	14,9	5,5	13,1	13,1	2,8		
									0								
	7	D	16,2	8,3	-	-	-	33,6		30,9	-	1,8	-	-	1,4	7,5	0,60
146,0 D ₁₁	163	A	102	149	7	21	4	61	58	3	85	44	36	51	6	-	0,11
		B	62,5	91	4,2	12,8	2,5	37,4	3	1,2	52	27	22	32	3,7		
		C	17,9	26	1,2	3,7	0,7	10,7	10,2	0,5	14,0	7,7	6,3	8,9	1,0		
									0,5								
	25	D	17,1	15,4	-	0,1	5,7	26,8		19,7	-	3,8	-	2,4	8,7		0,76
126,9 D ₁₁₁	7	A	4	5	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	0,20
		B	57	71				14	0								
		C	40	50				10	10								
									0								
125,5 E	0	D															
	0	A															
	17	D	3,3	11,3	-	1,8	0,6	8,4		16,8	-	41,5	-	5,5	12,0		1,0
108,2 O ₂	298	A	150	194	8	27	4	86		5	102	58	50	69	10	-	0,19
		B	50,3	65,1	2,7	9,0	1,3	29,2		1,6	37,6	13,5	16,8	23,1	3,3		
		C	20	25	1	4	<1	11		1	13	8	6	9	1		
	99	D	10,4	7,4	-	0,3	2,6	30,6		26,5	-	0,8	8,3	-	1,5	11,6	0,75

Таблица 4

Количественные данные распространения макрофауны и -флоры в среднеордовикских отложениях разреза скважины Цяру. А (по горизонтали) - количество образцов; В - то же в процентах; С - содержание (в процентах) группы организмов в общем составе фауны горизонта. А-2b и А-7b - в числителе количество образцов, содержащих таксоны общих для Северной и Средней Прибалтики; в знаменителе количество образцов содержащих таксоны, характерных для Средней Прибалтики; С-2b и С-7b - то же в процентах. I - I3 см. табл. I. По мшианкам учтены определения Р. Мяниля (см. Кала и др. 1962).

Горизон- ты, уров- ни гра- ниц	Кол-во обр-ов		Bry	BrA		BrI	C	Gas	Bi	Tr		E	Kr	Pyr	Al	"Gr"	Var	Ср. инт. опро- вания
			1	2a	2b	3	4	5	6	7a	7b	8	9	10	11	12	13	
383,2 C _{1a}	14	A B C	1 7 8	- - -	- - -	1 7 8	5 35 38	3 21 23	- - -	- - -	- - -	- - -	3 21 23	- - -	- - -	- - -	- - -	0,29
379,2 C _{1b}	20	A B C	- - -	7 35 21	$\frac{7}{0}$ $\frac{7}{0}$ $\frac{21}{0}$	- - -	13 65 39	5 25 15	- - -	8 40 24	$\frac{8}{0}$ $\frac{8}{0}$ $\frac{24}{0}$	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	0,29
373,25 C _{1c}	50	A B C	10 20 12	17 34 20	$\frac{17}{2}$ $\frac{17}{2}$ $\frac{18}{2}$	6 12 7	4 8 5	18 36 21	- - -	10 20 12	$\frac{9}{1}$ $\frac{9}{1}$ $\frac{11}{1}$	2 4 2	16 32 19	- - -	- - -	1 2 1	- - -	0,22
363,25 C ₁₁	90	A B C	33 37 21	56 62 35	$\frac{56}{0}$ $\frac{56}{0}$ $\frac{35}{0}$	2 2 1	- - -	19 21 11	- - -	8 9 5	$\frac{8}{4}$ $\frac{8}{4}$ $\frac{5}{4}$	1 1 1	32 36 20	2 2 1	- - -	7 8 4	- - -	0,18
347,35 C ₁₁₁	41	A B C	19 46 26	20 49 28	$\frac{20}{0}$ $\frac{20}{0}$ $\frac{28}{0}$	- - -	- - -	2 5 3	- - -	2 5 3	$\frac{2}{0}$ $\frac{2}{0}$ $\frac{3}{0}$	3 8 4	16 39 23	8 20 11	- - -	- - -	1 2 1	0,17
341,0 D ₁	33	A B C	27 82 44	10 30 16	$\frac{10}{0}$ $\frac{10}{0}$ $\frac{16}{0}$	1 3 2	- - -	- - -	- - -	6 18 10	$\frac{4}{2}$ $\frac{4}{2}$ $\frac{7}{3}$	1 3 2	10 30 16	5 15 8	- - -	1 3 2	- - -	0,12
336,9 D ₁₁	95	A B C	78 82 49	32 34 20	$\frac{32}{1}$ $\frac{32}{1}$ $\frac{19}{1}$	1 1 1	- - -	- - -	- - -	17 18 11	$\frac{16}{1}$ $\frac{16}{1}$ $\frac{10}{1}$	- - -	10 10 6	6 5 4	4 4 3	8 8 6	1 1 1	0,09
328,3 D ₁₁₁	18	A B C	13 72 46	9 50 32	$\frac{9}{1}$ $\frac{9}{1}$ $\frac{29}{3}$	2 11 7	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	4 22 14	- - -	- - -	- - -	- - -	0,07
326,95 E	3	A B C	2 66 66	1 33 33	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	2,1
320,6 O ₂	364	A B C	183 50 30	152 42 25	$\frac{151}{8}$ $\frac{151}{8}$ $\frac{24}{1}$	13 4 2	22 6 4	47 13 8	- - -	51 14 8	$\frac{47}{4}$ $\frac{47}{4}$ $\frac{8}{1}$	7 2 1	91 25 15	21 6 3	4 1 <1	17 5 3	2 >1 <1	0,17

Таблица 5

Количественные данные распространения макрофауны (А, В, С; по горизонтали) и группового состава детрита (D; по горизонтали) в среднеордовикских отложениях разреза скв. Энгуле.

Объяснение к количественным данным см. табл. 4; I - 9 см. табл. I; IO - граптолиты; II - разные (в составе детрита); I2 - водоросли; I3 - средний интервал опробования (в метрах).

Горизонты уровни границ	Кол-во обр-ов шлифов		Bry	BrA		BrI	C	Gas	Bi	Tr		E	Kr	"G"	Var	Al	I3
			1	2a	2b	3	4	5	6	7a	7b	8	9	10	11	12	
980,8 C _{1a}	6	A B C	-	-	-	1 17 25	1 17 25	-	-	2 33 50	$\frac{2}{0}$ $\frac{50}{0}$	-	-	-	-	-	0,63
977,0	4	D	-	-	-	-	-	3	-	69	-	-	16	-	7	5	0,95
C _{1b}	11	A B C	-	-	-	4 9 10	2 18 20	-	-	3 27 30	$\frac{2}{1}$ $\frac{20}{10}$	1 9 10	-	3 27 30	-	-	0,63
970,0	4	D	-	-	-	-	-	<1	-	69	-	-	13	-	8	9	1,7
C _{1c}	38	A B C	-	8 21 23	$\frac{2}{7}$ $\frac{5}{18}$	5 13 14	-	-	-	20 55 57	$\frac{10}{12}$ $\frac{26}{31}$	-	-	2 5 6	-	-	0,60
947,7	17	D	<1	-	1	-	-	2	-	77	-	2	11	<1	5	1	1,3
C ₁₁	16	A B C	-	2 12 10	$\frac{2}{0}$ $\frac{10}{0}$	-	-	-	-	10 62 53	$\frac{5}{6}$ $\frac{24}{29}$	4 25 21	1 6 5	2 12 11	-	-	0,50
939,6	10	D	<1	-	3	-	-	<1	-	82	-	-	11	-	1	3	0,8
C ₁₁₁	11	A B C	-	5 45 38	$\frac{4}{3}$ $\frac{22}{16}$	-	-	-	-	7 64 54	$\frac{5}{3}$ $\frac{34}{20}$	-	1 9 8	-	-	-	0,27
936,6	5	D	-	-	6	-	-	-	-	84	-	-	7	-	1	2	0,6
D ₁	6	A B C	-	2 33 33	$\frac{0}{2}$ $\frac{0}{33}$	-	-	-	-	4 67 67	$\frac{4}{4}$ $\frac{33}{33}$	-	-	-	-	-	0,18
935,5	2	D	1	-	-	-	-	-	-	76	-	-	14	-	5	4	0,5
D ₁₁	7	A B C	1 14 9	3 43 27	$\frac{2}{3}$ $\frac{11}{16}$	1 14 9	-	-	-	4 57 36	$\frac{1}{3}$ $\frac{9}{25}$	1 14 9	1 14 9	-	-	-	0,21
934,0	2	D	-	-	<2	-	-	-	-	89	-	-	5	-	3	1	0,7
D _{11-111B}	16	A B C	5 31 12	12 75 30	$\frac{9}{10}$ $\frac{14}{16}$	8 50 19	-	-	1 6 2	12 75 30	$\frac{0}{12}$ $\frac{0}{30}$	-	3 19 7	-	-	-	0,18
931,3	2	D	2	-	7	-	-	-	-	55	-	-	27	-	6	2	1,3
D ₁₁₁	10	A B C	-	7 70 44	$\frac{0}{7}$ $\frac{0}{44}$	7 70 44	-	-	-	1 10 6	$\frac{0}{1}$ $\frac{0}{6}$	-	-	1 10 6	-	-	0,25
928,8	0	D	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
E	14	A B C	-	8 57 29	$\frac{0}{8}$ $\frac{0}{29}$	2 14 7	-	4 28 14	-	13 93 46	$\frac{0}{13}$ $\frac{0}{46}$	-	-	-	1 7 4	-	0,17
926,4	1	D	-	-	-	-	-	-	-	69	-	-	11	-	20	-	-
O ₂	135	A B C	6 4 3	47 35 26	$\frac{19}{41}$ $\frac{8}{16}$	25 19 14	3 2 2	4 3 2	1 <1 <1	76 56 41	$\frac{39}{52}$ $\frac{18}{23}$	6 4 3	6 4 3	8 6 4	1 <1 <1	-	0,40
	49	D	<1	-	2	-	-	1	-	76	<1	<1	11	<1	5	3	1,1

Таблица 6

Количественные данные распространения макрофауны в среднеордовикских отложениях разреза скв. Кандава.

Объяснение к количественным данным см. табл. 4; I - 9 см. табл. I; IO и II см. табл. 5.

Горизонты, уровни границ	Кол-во обр-ов		Bry	BrA		BrI	C	Gas	Bi	Tr		E	Kr	"G"	V	Ср инт. опробо- вания
			1	2a	2b	3	4	5	6	7a	7b	8	9	10	11	
969,6 C_{1a}	10	A B C	-	-	-	-	-	-	-	7 70 100	$\frac{6}{2}$ $\frac{75}{25}$	-	-	-	-	0,46
965,0 C_{1b}	45	A B C	-	13 29 19	$\frac{3}{10}$ $\frac{5}{14}$	6 13 9	1 2 <2	1 2 <2	-	28 62 42	$\frac{20}{14}$ $\frac{24}{18}$	3 7 4	2 4 3	12 27 18	1 2 <2	0,45
955,0 C_{1c}	95	A B C	-	31 33 18	$\frac{12}{26}$ $\frac{5}{13}$	16 17 10	1 1 <1	3 3 2	-	80 83 47	$\frac{58}{13}$ $\frac{38}{9}$	1 1 <1	1 1 <1	36 38 21	-	0,19
936,6 C_{11}	37	A B C	-	5 14 17	$\frac{4}{3}$ $\frac{10}{7}$	-	2 5 7	2 5 7	-	10 27 33	$\frac{6}{8}$ $\frac{14}{19}$	1 3 3	-	10 27 33	-	0,18
930,2 C_{111}	23	A B C	-	15 65 58	$\frac{7}{8}$ $\frac{27}{31}$	1 4 4	-	-	-	7 30 27	$\frac{5}{4}$ $\frac{15}{12}$	-	-	3 13 11	-	0,16
926,7 D_1	17	A B C	4 24 12	13 76 38	$\frac{2}{11}$ $\frac{6}{32}$	2 12 6	-	1 6 3	-	11 65 32	$\frac{4}{10}$ $\frac{9}{23}$	-	-	3 18 9	-	0,14
924,4 D_{11}	22	A B C	6 27 9	17 77 25	$\frac{7}{16}$ $\frac{8}{17}$	2 9 3	1 4 1	6 27 9	2 9 3	18 82 26	$\frac{0}{18}$ $\frac{0}{26}$	4 18 6	4 18 6	6 27 9	2 9 3	0,11
921,8 D_{11-111}^B	19	A B C	8 47 12	18 95 26	$\frac{0}{18}$ $\frac{0}{26}$	10 53 15	-	4 22 6	2 10 3	17 90 25	$\frac{17}{2}$ $\frac{24}{1}$	-	2 10 3	1 5 1	6 31 9	0,14
919,2 D_{111}	21	A B C	-	10 48 22	$\frac{0}{10}$ $\frac{0}{22}$	19 90 41	-	-	-	-	-	-	-	17 81 37	-	0,17
916,7 E	31	A B C	-	26 84 32	$\frac{0}{26}$ $\frac{0}{32}$	1 3 1	-	7 22 9	4 13 5	24 79 30	$\frac{0}{24}$ $\frac{0}{30}$	-	2 6 2	13 42 16	4 13 5	0,15
912,2 O_2	322	A B C	18 5 3	148 46 25	$\frac{35}{128}$ $\frac{5}{20}$	57 18 10	5 2 1	24 7 4	8 2 1	202 62 34		9 3 1	11 3 2	101 31 17	13 4 2	0,18

Литература

- Бауков С.С. 1960. Горючие сланцы. В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М.
- Бауков С.С. 1973. Кукерситы Эстонской ССР и Ленинградской области. В кн.: Формации горючих сланцев. "Валгус", Таллин.
- Вингисаар П., 1971. Микробиологическое исследование известняков ордовикского разреза скважины Хаапсалу. Изв. АН ЭССР, Хим.Геол., 20, № 1.
- Вингисаар П., 1972. О распространении главного слоя метабентонита (d; XXII) в среднем ордовике Балтоскандии. Изв. АН Эст.ССР. Химия и Геология, т. 21, № 1, 62-70.
- Геккел Ф., 1974. Распознавание мелководной морской палеообстановки осадконакопления. В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. "Мир", М.
- Горянский В.Ю. 1969. Беззамковые брахиоподы кембрийских и ордовикских отложений Северо-Запада Русской платформы. Л.
- Кала Э.А., Менс К.А. и Ундритс Л.А. 1962. Стратиграфическая характеристика разреза скважины Пярну. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
- Кала Э.А., Менс К.А., Ундритс Л.А., Вингисаар П.А. 1962. Отчёт о результатах детального геологического изучения керна структурно-гидрогеологической скважины Пярну. ФИГ.
- Кала Э., Эльтерманн Г., Перенс Р., Мяги С. 1969. Отчёт Западно-Эстонского участка о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000 западной части ЭССР (листа 0 - 34 - XII) за 1966 - 1969 годы. ЭГФ.

- Каролин М. 1969. Программа классификации. В Сллетене "Список имеющихся в ЭССР аннотированных программ математического планирования и статистики". Таллин, ИНГИП ЭССР.
- Котлуков В.А., Бауков С.С. 1968. Сланценосные отложения. В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. II. Горючие сланцы СССР. "Недра", М.
- Кырвел В.Э. 1962. К литостратиграфической характеристике равереской и набалаской свит в северо-восточной части Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
- Лебедев Л.М., Маев Е.Г., Кулакова Л.С. 1973. Осадки Каспийского моря. "Наука", М.
- Логвиненко Н.В., Романкевич Е.А. 1973. Современные осадки Тихого океана у берегов Перу и Чили. Литол. и пол. ископ., № I.
- Мяги С. 1970. Отложения онтикаского яруса Средней и Западной Эстонии. Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 19, № 2.
- Мянниль Р.М. 1959. Вопросы стратиграфии и мшанки ордовика Эстонии. Автореферат диссертации на соискание уч. степ. канд. геол.-минерал. наук АН ЭССР, Таллин.
- Мянниль Р.М. 1960. Стратиграфия оандуского ("вазалеммаского") горизонта. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, У.
- Мянниль Р.М. 1963 а. Вопросы сопоставления ордовикских отложений Эстонии и Ленинградской области. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XIII.
- Мянниль Р.М. 1963 б. Биостратиграфическое обоснование расчленения ордовикских отложений Западной Латвии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XIII.
- Мянниль Р.М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. "Валгус", Таллин.

- Мянниль Р.М., Пылма Л.Я., Хинтс Л.М. 1968. Стратиграфия вирусских и харьюских отложений (ордовик) Средней Прибалтики. В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. "Минтис", Вильнюс.
- Мянниль Р.. 1972. Корреляция верхневирусских отложений (средний ордовик) Швеции и Прибалтики по хитиновым. Изв. АН ЭССР, Хим.Геол., 21, № 2.
- Мянниль Р.М. 1976. Распределение граптолоидей в карбонатных отложениях ордовика Прибалтики. В кн.: Граптолиты и стратиграфия. ред. Кальо Д.Л., Корень. Т.Н. Таллин.
- Насонова Н.М. 1962. Структурно-текстурные особенности пород промышленного пласта Эстонского месторождения горючих сланцев. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
- Ораспыльд А.Л. 1956. Новые брахиоподы Йыхвиского кейлаского и вазалеммаского горизонтов. ТР. Ин-та геол. АН ЭССР, I.
- Орвику К.К. 1960. Литофациальные особенности ордовикских горизонтов волхов (B_{II}), кунда (B_{III}) и азери (C_{IIa}) в северной части Эстонской ССР. Междуна. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.
- Пронин А.А. 1969. Каледонский цикл тектонической истории земли. "Наука", Л.
- Пылма Л. 1967. О переходной полосе между северной и осевой фациальными зонами ордовика Прибалтики. Изв. АН ЭССР, Хим.Геол., 16, № 3.
- Пылма Л. 1972 а. Состав и количество детрита в отложениях осевой фациальной зоны ордовика Прибалтики (по

скважине Энгуре). Изв. АН ЭССР, Хим.Геол., 21, № 2.

Пылма Л. 1972 б. Состав и количество детрита в отложениях северной фациальной зоны ордовика Прибалтики (по скважине Рапла). Изв. АН ЭССР, Хим.Геол., 21, № 4.

Пылма Л. 1973 а. Особенности структурно-фациальных зон Балтийского бассейна в ордовике. В сб.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Второе совещание секции методов фациального анализа и палеогеографии и секции геохимии осадочных пород Комиссии по осадочным породам АН СССР. Тезисы докладов. Ленинград-Таллин.

Пылма Л. 1973 б. Литологические особенности двух структурно-фациальных зон ордовика Прибалтики. Изв. АН ЭССР Хим.Геол., 22, № 3.

Пылма Л.Я. 1975. Исследование литологических характеристик ордовикских отложений северной и осевой структурно-фациальных зон Прибалтики. Диссертация на соискание уч.степ. кандидата геол.-минерал.наук. Таллин. ФИГ.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. 1976. Ордовикские литологические формации мира. Советская геология, № 1.

Рымусоке А.А. 1966. Стратиграфия вируской и харьюской серии (ордовик) Северной Эстонии. Диссертация на соискание уч.степ.доктора геол.-минерал.наук. Тарту.

Рымусоке А. 1970. Стратиграфия вируской и харьюской серии (ордовик) Северной Эстонии. I. "Валгус", Таллин.

Сенин Ю.М. 1968. Особенности осадкообразования на шельфе Юго-Западной Африки. Литол. и пол.ископ., № 4.

Сенин Ю.М., Емельянов Е.М. 1969. Особенности вещественного состава осадков шельфа Юго-Западной Африки. Литол.

пол.ископ., № 2.

Соколов Б.С. 1960. Додевонская палеография Русской платформы и некоторые вопросы стратиграфии. В сб.: Материалы совещ. по стратиграфии силура и девона (докл. сов. геологов). Л.

Хинтс Л.М. 1972. Брахиподы *Enteletacea* ордовика Прибалтики. Диссертация на соискание уч.ст.канд. геол.-мин. наук. ФИГ.

Шиманский В.Н. 1962. Общая характеристика головоногих. В кн.: Основы палеонтологии. Моллюски - головоногие. I. М.

Эйнасто Р., Нестор Х. 1970. О фациальной зональности седиментационной цикличности карбонатных отложений силура Прибалтики. Тезисы докл. УП науч.конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин.

Эйнасто Р.Э., Нестор Х.Э. 1973. Общая схема фациальной зональности Балтийского бассейна в силуре и её палеогеографоседиментологическая интерпретация. В сб.: Фации и геохимия карбонатных отложений, Второе совещание секции методов фациального анализа и палеогеографии и секции геохимии осадочных пород Комиссии по осадочным породам АН СССР. Тезисы докладов. Ленинград - Таллин.

Юргенсон Э.А. 1958. Метабентониты Эстонской ССР. Тр.Ин-та геол. АН Эст.ССР, П.

Anderson, E. J. 1971. Environmental models for Paleozoic communities. *Lethaia*, v. 4, № 3.

- Bergström, J. 1968. Some Ordovician and Silurian Brachio-
pod assemblages. *Lethaia*, v. 1.
- Bergström, J. 1973. Paleocologic aspects of an Ordovician
Tretaspis fauna. *Acta Geol. Polonica*, v. 23, N° 2.
- Bretsky, P. W. 1969. Central Appalachian Late Ordovician
Communities. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 80, p. 193 -
212.
- Bretsky, P. W. 1970. Late Ordovician benthic marine com-
munities in North-central New York. *N. Y. State
Mus. and Sci. Ser. Bull.*, v. 414, N° 1.
- Frech, F. 1897. *Lethaeageognostica*. I Teil. *Lethaea pa-
laeozoica*. 2. Bd. 1. Lieferung. Stuttgart.
- Irwin, M. L. 1965. General theory of epeiric clear water
sedimentation. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*,
v. 49, N° 4.
- Jaanusson, V. 1945. Über die Stratigraphie der Viru- resp.
Chasmops - Serie in Estland. *Geol.Fören. Förhandl.*,
Bd. 67, H. 2.
- Jaanusson, V. 1973. Aspects of carbonate sedimentation in
the Ordovician of Baltoscandia. *Lethaia*, v. 6, N° 1.
- Jaanusson, V. 1976. Faunal dynamics in the Middle Ordovi-
cian (Viruan) of Balto-Scandia. In: *The Ordovician
System. Proceed. Palaeotol. Ass. Symp. Birmingham,
Sept. 1974. Cardiff.*
- Logan, B. W., Davies, G. R., Read, J. F., Cebulski, D. E.
1970. Carbonate sedimentation and environments,
Shark Bay, Western Australia. *Am. Assoc. Petrol.
Geol., Memoir 13.*

- Männil, R. 1950. Materjale Viru ja Harju seeria piirilademetes ($D_1 - E$) stratigraafiast. GIF.
- Newell, N. D., Imbrie, J., Purdy, E. G., Thurber, D. 1959. Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank. Am. Mus. Nat. History Bull., v. 117.
- Newell, N.D., Purdy, E. G., Imbrie, J. 1960. Bahamian oolitic sand. J. Geol., v. 68, N° 5.
- Nõlvak, J. 1972. Kukruse ja idavere lademe piirikihtide iseloomustus Lipu puurprofiilis. LUS-i aastar., kd. 61.
- Paul, C. R. C. 1976. Palaeogeography of primitive Echinoderms in the Ordovician. In: The Ordovician System. Proceed. Palaeontol. Ass. Symp. Birmingham, Sept. 1974. Cardiff.
- Potter, P. E., Pettijohn, F. J. 1963. Paleocurrents and basin analysis. Berlin.
- Purser, B. H. (ed.). 1973. The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. Berlin.
- Shaw, A. B. 1964. Time in stratigraphy. New York.
- Spjeldnaes, N. 1957. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 8. Brachiopods of the suborder Strophomenida. Norsk. Geol. Tidsskr., v. 37.
- Walker, K. R. 1972. Community ecology of the Middle Ordovician Black River Group of New York State. Bull. Geol. Soc. Am., v. 83.
- Walker, K. R. 1974a. Mud substrata. In: Principles of benthic community analysis. Sedimenta. IV, The Comparative Sedimentology Lab. Univ. of Miami.
- Walker, K. R. 1974b. Community patterns: Middle Ordovician

of Tennessee. In: Principles of benthic community analysis. Sedimenta. IV. The Comparative Sedimentology Lab. Univ. of Miami.

Walker, K. R., Bambach, R. K. 1974. Analysis of communities. In: Principles of benthic community analysis. Sedimenta. IV. The Comparative Sedimentology Lab. Univ. of Miami.

Williams, A. 1969. Ordovician faunal provinces with reference to brachiopod distribution. In: The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales. Univ. of Wales. Cardiff.

Ziegler, A. M. 1965. Silurian marine communities and their environmental significance. Nature, v. 207, N° 4994.

Ziegler, A. M., Cocks, L. R. M., Bambach, R. K. 1968. The composition and structure of the Lower Silurian marine communities. Lethaia, v. 1, N° 1.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ. ЛАНДОВЕРИЙСКИЕ МОДЕЛИ

Глава I. ОБЩАЯ ФАЦИАЛЬНО-СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПАЛЕОБАЛТИЙСКОГО СИЛУРИЙСКОГО БАССЕЙНА

Обобщая данные многочисленных стратиграфических, литологических, фациально-палеогеографических исследований, постепенно выяснились общие закономерности распределения фаций в Палеобалтийском бассейне (Калъо, ред., 1970; Калъо, Юргенсон, 1976) и интерпретировались условия осадконакопления (Эйнасто, Нестор, 1973; Нестор, Эйнасто, 1976). Эти общие положения наиболее наглядно представляются в виде фациально-седиментологической модели бассейна. Фациально-седиментологическая модель является эмпирической логической конструкцией. Она рассматривает те взаимоотношения фаций и те обстановки, которые являются всеобщими, действительными в течение всего или большей части силурийского периода. Естественно, что модель не претендует на реконструкцию ситуации каждого конкретного этапа развития бассейна, а служит своего рода стандартом, который позволяет сравнивать частные случаи.

Основные типы отложений.

В силурийском периоде Палеобалтийский бассейн располагался в гумидном тропическом климатическом поясе (Калъо, 1976). Он представлял собой краевое море Среднеевропейского герцинского геосинклинального бассейна океанической природы (Эйнасто, Нестор, 1973), которое в виде широкого залива врезалось

в пенеппенизированный Фенносарматский материк. Терригенный материал поступил в этот бассейн с Фенносарматской суши, а также с внутригеосинклинальных островных областей сноса.

Теплый климат, открытость Палеобалтийского бассейна, сравнительная пенеппенизированность обрамляющей суши определили общий карбонатный состав отложений. В силурийском периоде в бассейне формировались разнообразные карбонатные и относительно однородные тонкозернистые (в основном мелитовой фракции) терригенные отложения и их комбинации. Более глубокий терригенный материал псаммитовой и псефитовой фракции практического значения не имел за единственным исключением маломощного песчаника Бургсвик в лудлове о. Готланд. Очень незначительны в силурийских отложениях Палеобалтики и эвапориты. Только в варкнских слоях лудлова юго-восточной Литвы отмечены гипсоносные отложения.

При типизации отложений в целях фациального анализа наиболее существенными следует считать вещественный и гранулометрический составы первичных структурных компонентов, поскольку первичный вещественный состав отражает тип питания и гидрохимию бассейна, а гранулометрический состав первичных компонентов у карбонатов зависит также как у терригенных отложений от гидродинамического режима (Dunbar, Rodgers, 1957; Folk, 1959, 1962; Страхов, 1960 и др.), хотя относительно современных карбонатов имеются и противоположные высказывания (Ginsburg, Lowenstam, 1958; Bathurst, 1967).

Для силурийских пород Палеобалтийского бассейна первичными структурными компонентами являются: 1) переотложенные обломки карбонатных пород (интракласты), 2) аккреционные образо-

вания (оолиты, сгустки), 3) скелетные остатки организмов, 4) известковый ил (микрит), 5) доломитовый ил (домикрит), 6) терригенный ил. Из перечисленных три первых можно называть зернистыми компонентами, три последних — илистыми (Эйнасто, 1970).

Идеализированное распределение первичных структурных компонентов в отложениях по линии наибольшей фациальной изменчивости, т.е. по поперечному профилю Палеобалтийского бассейна показано на рис. 49. Кривые распределения являются эмпирическими и составлены по приблизительным средним содержаниям компонентов в различных типах пород. Фациальная последовательность которых установлена с одной стороны непосредственным прослеживанием латеральных изменений слоев, с другой стороны определением их вертикальной последовательности в разрезах. Согласно распределению первичных составных компонентов выделяется 5 основных генетических типов отложений: 1) доломитово-илистые (первичные глинистые доломиты и домериты^{*}), 2) известково-зернистые (обломочные, оолитовые, детритовые и т.д. известняки), 3) известково-зернисто-илистые (илисто-детритовые известняки), 4) известково-терригенно-илистые (различные мергели), 5) терригенно-илистые (аргиллиты, глины).

Чистые известково-илистые отложения (скрытокристаллические известняки) представляют особый тип. Для периодов с массовым накоплением скрытокристаллических известняков (отложения зоны *Pristiograptus cyphus* нижнего лландовери, средний лландовери), следует, применить особую седиментологическую

* Названия породы, если не общеизвестны, даются по классификации Р. Эйнасто (в Кальо, ред., 1970).

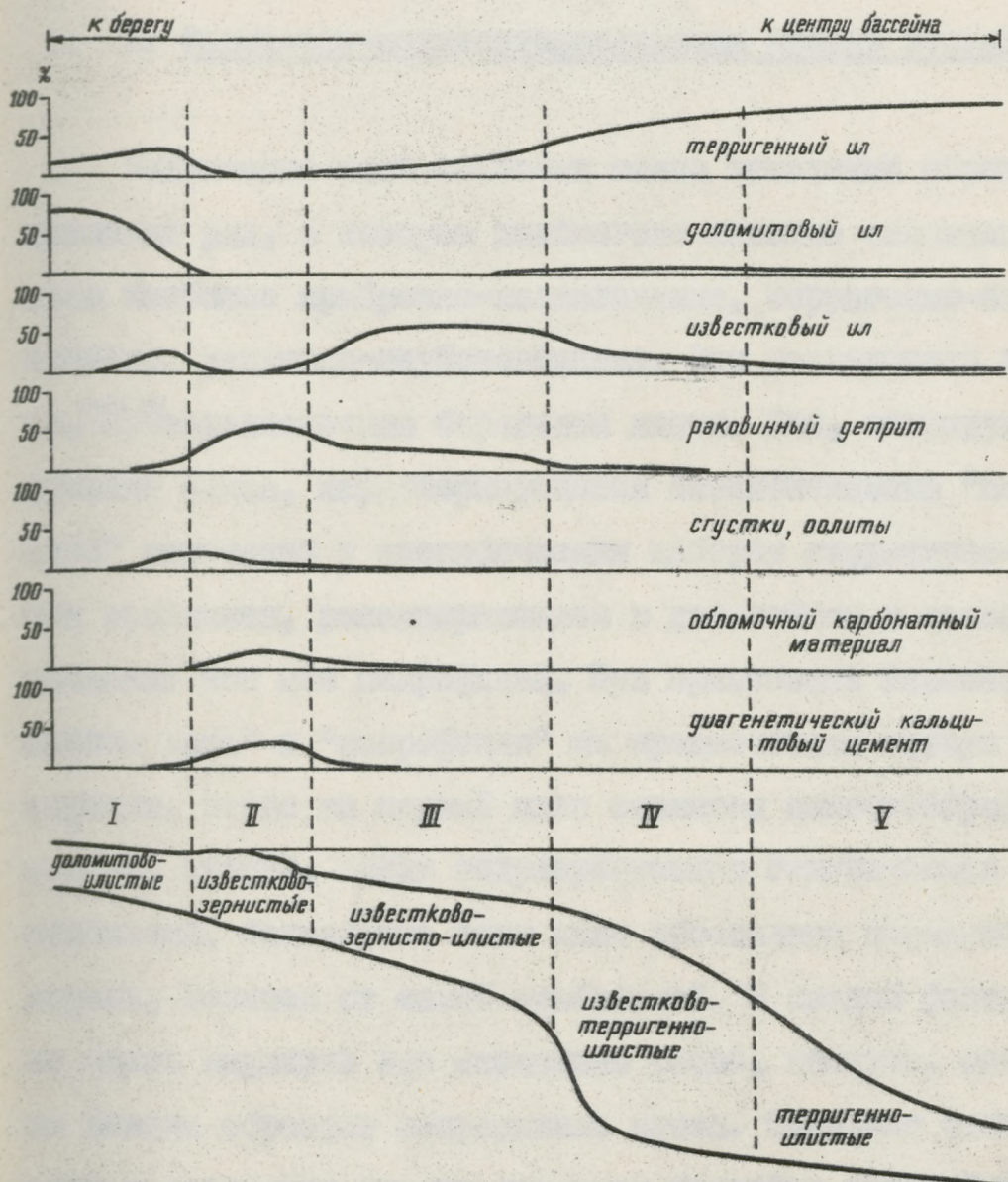


Рис. 42. Распределение основных структурных компонентов отложений по профилю силурийского Палеобалтийского бассейна.

модель (У глава). Вторичные изменения породы, например эпигенетическая доломитизация, следует элиминировать. Вторично измененные породы нами помещаются в модели в те же первичные генетические типы, куда относятся их неизменные аналоги.

1. 1. Фациально-седиментологическая модель бассейна

Выделенные пять основных типов отложений образуют фациальный ряд, в котором доломитово-илистые отложения являются наиболее прибрежно-мелководными, терригенно-илистые — наиболее удаленно-глубоководными. Они расположены в бассейне, ^{поясами} субпараллельными береговой линии. Эти, мигрирующие во времени пояса, характеризующиеся специфическими "парагенезами" отложений и специфическим набором структурно-текстурных признаков, рассматриваются в дальнейшем в качестве фациальных зон или макрофаций. При применении терминов "фациальная зона" и "макрофация" мы предпочитаем первую в таких случаях, когда на первый план ставится палеогеографический аспект, вторую, когда подразумеваются генетическая сторона отложений. Фациальные зоны нами обозначены порядковыми номерами, начиная от самой прибрежной. В каждой фациальной зоне можно выделить еще несколько фаций, которые, однако, уже не всегда образуют непрерывные пояса. Основные фациальные зоны в различные стадии развития бассейна могут быть представлены различными фациями. Например, во второй зоне могут быть развиты то биогермная фация, то брахиоподовые банки, то оолитовые отложения и т.д.

На рис. 43 приводится фациально-седиментологическая модель для силурийского Палеобалтийского бассейна, где пока-

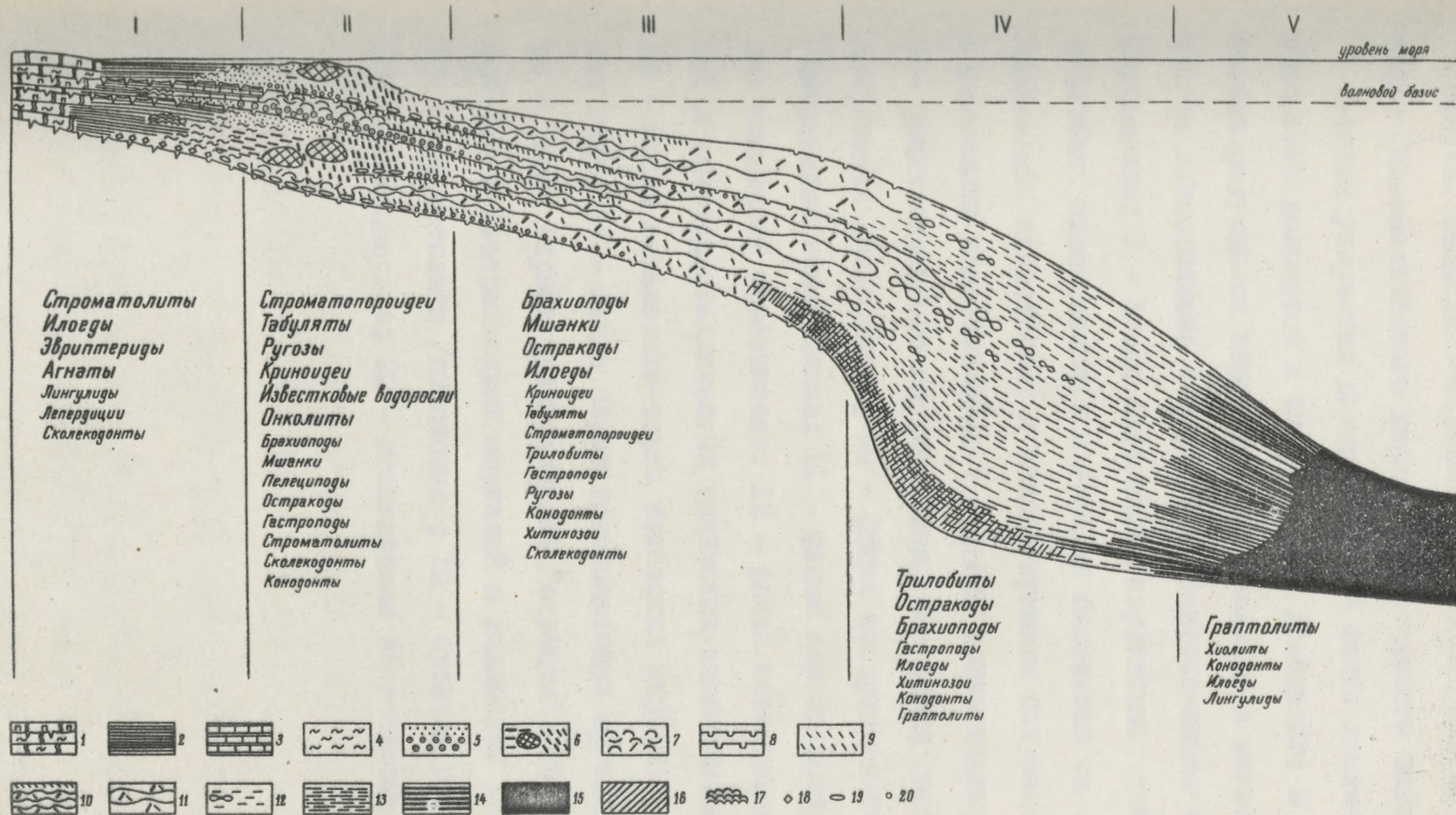


Рис. 43.

Рис. 43. Фациально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна.

1 - фация узорчатых доломитов; 2 - фация ламинарных глинистых доломитов и эвриптеровых доломитов; 3 - фация тонкочередующихся эвриптеровых доломитов и микрокристаллических известняков; 4 - фация доломитово-известковых биотурбидитов; 5 - фация багамитов /сгустковых, онколитовых, оолитовых известняков/; 6 - фация биогермов со шлейфами криноидных известняков и межбиогермными битуминозными коралловыми известняками; 7 - фация органогенных банок; 8 - фация каменного морского дна; 9 - фация сортированно-детритовых известняков; 10 - фация несортированно илисто-детритовых известняков; 11 - фация илисто-мелкодетритовых глинистых известняков; 12 - фация известковых мергелей и микрокристаллических глинистых известняков; 13 - фация зеленовато-серых глинистых мергелей и карбонатных глин; 14 - фация серых граптолитовых аргиллитов; 15 - фация чёрных граптолитовых "сланцев"; 16 - фация красно- и пестроцветных мергелей и глинистых известняков; 17 - строматолиты /пластовые/; 18 - брекчии размывания; 19 - конгломераты; 20 - псаммитовые известковые отложения.

заны взаимное расположение фациальных зон, предполагаемый поперечный профиль морского дна, относительные мощности отложений различных фациальных зон и некоторые характерные структурные и текстурные признаки отложений. Вверху показаны также средний уровень воды и базис волнового действия. Под каждой зоной перечисляется групповой состав фауны, причем названия более характерных (диагностических) групп даются полужирным шрифтом.

Рассматриваемая фациально-седиментологическая модель определяет относительное положение каждой фациальной зоны на общем фациальном профиле бассейна и дает приблизительное местоположение литофации в пределах каждой зоны.

I. 2. Характеристика фациальных зон

При характеристике фациальных зон и при указании распространения их в разрезе мы исходили из стратиграфических схем и районирования, приведенных в следующих монографиях: Кальо, ред. (1970) — для Северной Прибалтики; Гайлите, Рыбникова, Ульст (1967) — для Средней Прибалтики; Коркутис, Лапинскас, Лашков (1972) — для Южной Прибалтики; Н. Томзук, 1970) — для Северной Польши.

Первая зона (доломитово-глистая макрофация)

Типы пород: Главным образом разные первичные (сингенетические и раннедиагенетические) доломиты и доломериты (более подробную характеристику см. Кальо, ред., 1970, стр. 46-55). При переходе во вторую фациальную зону доломиты становятся все более известковистыми и включают все чаще

принесенный и местный известковый зернистый материал (сгустки, известняковый псаммит, детрит) в виде рассеяной примеси и маломощных прослоев и линз.

Диагностические признаки:

- 1) Первично доломитовый состав отложений.
- 2) Постоянная примесь терригенного материала (~ 10-60%) с повышенным содержанием алевроитовой (редко до песчаной) фракций с пестрым минералогическим составом, наличием малоустойчивых минералов.
- 3) Относительно однородная илистая структура пород.
- 4) Более или менее четко выраженная микрослойчатость (от горизонтальной до косо-волнистой) или пиритовая узорчатость (табл. I, фиг. 1, 3, 4; табл. II, фиг. 1-4).
- 5) Трещины усыхания на поверхностях напластования (табл. I, фиг. 2).
- 6) Частые строматолиты, в частности пластовые типы *Stratifera*.
- 7) Массовое количество разнообразных следов жизнедеятельности илюдов: узорчатость (табл. I, фиг. 1; табл. II, фиг. 4), углубления, ходы зарывания, нарушения слойчатости, смешение материала соседних слоев, копролиты (табл. II, фиг. 4).
- 8) Бедный и односторонний фаунистический комплекс: эвриптериды, остеоостраки, телодонты, специфические виды остракод (лепердиции), гастропод, пелеципод, брахиопод (лингулиды).
- 9) Относительно небольшая, но выдержанная мощность отложений.

Подразделения. В Северной Прибалтике для первой фациальной зоны типичны следующие фации:

1. Фация узорчатых доломитов. Доломиты слабо глинистые, илистые тонко- или микрокристаллические, массивные или с плоховыраженной, сильно нарушенной горизонтальной слойчатостью с характерной неправильной узорчатостью, обусловленной пятнистым распределением тонкокристаллического пирита (табл. I, фиг. 1). Органических остатков практически не содержит (Кальо, ред., 1970, стр. 52).

2. Фация ламинарных глинистых доломитов каармаского типа (Кальо и др., 1970, стр. 49). Микрослойчатость напоминает сезонную ритмичность, наблюдается ритмичность более крупного порядка, мощностью 0,3–0,6 м (Эйнасто, 1962). Выше границы этих ритмов прослеживаются иногда прослой брекчии разламывания. Органические остатки очень редкие – случайные экземпляры остракод, гастропод. Эвриптериды, ихтиофауна отсутствуют (табл. I, фиг. 3, 4).

3. Фация эвриптеровых доломитов. Доломиты сильно глинистые (до 36%) с повышенным содержанием алевроитовой и мелкопесчаной фракций, микро-слойчатые (табл. II, фиг. 1, 2), плотные со специфической ассоциацией фауны эвриптерид, остеоостраков, телодонтов (Эйнасто, 1968; Кальо и др., 1970).

4. Фация тонкочередующихся эвриптеровых доломитов и микрокристаллических известняков. Характеризует переход от эвриптеровых доломитов к известнякам второй фациальной зоны (табл. II, фиг. 3).

5. Фация глинистых доломитово-известковых биотурбидитов. Известняки неравномерно глинистые, доломитистые, с редким рассеянным детритом остракод, гастропод, брахиопод, с массовым количеством разнообразных следов жизнедеятельности

илоедов. Седиментационные текстуры частично или полностью нарушены биотурбацией (табл. II, фиг. 4).

Условия осадконакопления. В современных морских бассейнах первичные доломиты образуются исключительно в приливно-отливной полосе в аридной климатической зоне (Black, 1933; Страхов, 1947, 1951; Wells, 1962; Kinsman, 1964; Ewans, Kinsman, Shearman, 1964; Friedman, 1969, и др.). В пользу такого же генезиса доломитов рассматриваемой нами фациальной зоны говорит илистая структура отложений, свидетельствующая о тиховодной среде образования; наличие трещин усыхания (табл. I, стр. 2), своеобразный, бедный состав фауны: эвриптериды, лингулиды, лепертициды, считающиеся индикаторами условий ненормальной солености; строматолиты, характерные интерлитеральной зоне приливной равнины (Маслов, 1960).

Некоторые признаки позволяют даже более точно определить условия образования отдельных подзон данной фациальной зоны. Крайним членом доломитово-илистой макрофации считаются узорчатые доломиты, текстуры которых (табл. I, фиг. I) напоминают глазковую текстуру (birds eye structures) у доломитов, образовавшихся в наши дни в супралитеральной полосе приливной равнины (Shinn, 1968).

Ламинарные доломиты каармаского типа (табл. I, фиг. 3, 4) указывают поразительное сходство с современными микрослойчатыми водорослевыми илами приливной равнины залива Шарк Западной Австралии, описанные Г. Девисом (Davies, 1970 a, b), а также водорослевыми илами (algal mats) супралитерали Персидского залива (см. Kinsman, 1964; Kendall, Skipvith, 1968; Lucia, 1972). Совпадение наблюдается также

в строении седиментационных циклов, содержащих в нижней части ступатовые известковые осадки, а в верхней части микрослойчатые водорослевые осадки (Davies, 1970 a). Вышесказанное, а также почти полное отсутствие остатков организмов позволяет уверенно заключить, что доломиты каармаского типа образовались в супралиторальной полосе приливной равнины.

Условия образования эвриптеровых доломитов Эстонии рассматривались Р. Эйнасто (1968), который считает, что они отлагались в прибрежной полосе под влиянием опресненных стоков. В дополнение отметим, что эвриптеровым доломитам характерна отчетливая микрослойчатая текстура с быстро выклинивающимися слоями, частыми поверхностями размыва, углубления которых нередко напоминают небольшие каналы стока (табл. II, фиг. I). Эти текстуры очень характерны тонкозернистым терригенным отложениям илистой части приливной равнины (mud flat) (Hintzschel, 1936, 1938; van Straaten, 1951; Ботвинкина, 1962, стр. 340; Reineck, 1969). Вышеизложенное позволяет заключить, что эвриптеровые доломиты образовались в илистой интерлиторальной полосе под влиянием речных стоков.

Фашиа тонкочередующихся эвриптеровых доломитов и микрокристаллических известняков, как указывалось выше, является одним типом перехода от первой фашиальной зоны ко второй. Фашиа доломитово-илистых биотурбидитов (фашиа I,5) обозначает второй тип перехода от лагуно-приливной полосы к нормально-морским фашиям. Известно, что максимально интенсивная биотурбация илов в пределах приливной равнины наблюдается в современных береговых зонах на уровне отлива, т.е. в переходной полосе от интерлиторали к сублиторали (Hintzschel, 1951). К такому же выводу приводит прослеживание латеральных изменений слоев

фашии доломитово-илистых биотурбидитов — в одну сторону они переходят в эвриптеровые доломиты или доломиты каармаского типа — в другую сторону — в онколитовые, коралловые, детритовые известняки. Следовательно, фашиа доломитистых глинистых биотурбидитов характерна переходной полосе от интерлиторали в сублитораль.

Распространение: Отложения первой фашиальной зоны встречены в Северной Прибалтике в райкюласком горизонте, в восточной части района выходов кулламааской пачки (I I,2,4)^{*}; в нагарахуском горизонте, в верхней части седиментационных циклов (I I,2,3,5), в роотсикюласком горизонте в вийтаских (I I,2,3,4,5), куусниммеских (I I,2,5), везикусских (I 2,3,4,5) и соэгининаских слоях (I I,2,4); в паадласком горизонте в саувереских (I 2,4,5), химмистеских (I I,2,4,5) и удуввереских слоях (I I,2,3); в каугатумаском горизонте в эйгуских слоях (I 4). В Южной Прибалтике в вяркнеских и нерисских слоях.

Вторая зона (известково-зернистая макрофашиа)

Типы пород: Разнообразные чистые зернистые известняки с диагенетическим кальцитовым цементом (спариты), куда входят обломочные, оолитовые, ступчатковые, детритовые, биоморфные, биогермные известняки, и их смешанные, переходные разновидности.

* В скобках указываются распространённые в данном стратиграфическом подразделении литофашии согласно их нумерации в табл. 9, стр. 204 .

ности (характеристику этих типов породы см. Кальо, ред., 1970, стр. 19-33).

Диагностические признаки: 1) Первично известковый состав отложений. Полное отсутствие или незначительное содержание терригенного материала. 2). Зернистая структура породы. Содержание илистых компонентов самое низкое. Поровое пространство заполнено диагенетическим кальцитовым цементом (табл. III, фиг. 1,3,5). 3) Наибольшее разнообразие и изменчивость структурных и текстурных особенностей отложений. 4) Наличие аккреционных образований — оолитов, сгустков (табл. III, фиг. 1,2). 5) Частая сортированность и ориентированность зернистого материала (табл. V, фиг. 1-3). 6) Частые линзы обломочных известняков (табл. III, фиг. 6; табл. IV, фиг. 3; табл. V, фиг. 3). 7) Четко выраженная слоистость, большое ее разнообразие: горизонтальная, волнистая (табл. V, фиг. 1), косая (табл. V, фиг. 2) и их вариации. 8) Наличие сглаженных поверхностей перерыва (табл. V, фиг. 3-4) и знаков ряби волнения. 9) Обилие остатков прикрепленного колониального бентоса и толстостенной раковинной фауны (табл. III, фиг. 5; табл. IV, фиг. 1-2). 10) Наличие биогермов и банок. 11) Наибольшее разнообразие водорослевых образований: онколитов (табл. III, фиг. 4), желваковых и корковых строматолитов, явления микритизации зернистого материала, в частности детрита. 12) Небольшая горизонтальная выдержанность слоев и резкие колебания в мощностях.

Подразделения: Во второй фациальной зоне выделяются следующие фации:

I. Фация сгустковых и онколитовых известняков (фация "багамитов"). В известняках этой фации зернистый материал различного генезиса: мелкообломочный, псаммитовый (табл. III, фиг. 3),

биоморфно-детритовый (табл. IV, фиг. III), оолитовый (табл. III, фиг. I), онколитовый (табл. III, фиг. 4), сгустковый (табл. III, фиг. I) – встречается смешанно или в чередующихся несильно дифференцированных слоях. Кроме диагенетического кальцитового цемента участками основной массой породы служит илистый известково-доломитовый материал. Экологический состав фауны специфический: онколиты, коралловые и нарастающие на твердый грунт желваковые строматолиты, пелециподы, гастроподы, остракоды, известковые водоросли.

2. Фация органогенных банок. Встречается обыкновенно в виде небольших линзовидных тел биоморфного брахиоподового или пелециподового известняка с детритово-сгустковой или илистой основной массой. Только раннеэллисовская бореалисовская банка в Северной Эстонии имеет протяженность до 200 км при мощности 4 – 15 м.

3. Фация биогермов. Поскольку силурийские биогермы обычно маленькие (за исключением Хёгалинских биогермов о. Готланд, см. Manten, 1971), то в состав биогермной фации мы включаем и вмещающие их криноидные известняки (табл. IV, фиг. 4), биогермные конгломераты (табл. III, фиг. 6) и межбиогермные илисто-детритовые коралловые известняки (табл. IV, фиг. I).

4. Фация сортированно-детритовых известняков. Породы этой фации очень чистые. Зернистый материал сложен почти исключительно детритом, в разной степени сортированным по слоистости. Встречаются косая слоистость (табл. V, фиг. 2) и знаки ряби волнения. Иногда слои с градационной слоистостью придают разрезу ритмичное строение.

5. Фация каменного морского дна. Представлена в данной фациальной зоне сглаженными поверхностями перерыва (табл. V,

фиг. 3,4).

Описываемые фации в идеальных случаях могут латерально замещать друг друга в приведенной последовательности в направлении от берега. Но часто некоторые из них, особенно банки, могут отсутствовать, поменяться местами. Вследствие миграции фации данной зоны создают обыкновенно сложную, мозаичную картину распределения.

Условия осадконакопления. Приведенные в диагностике второй фациальной зоны признаки (отсутствие илистого и наличие грубообломочного материала, сортированность и окатанность различных частиц, сглаженные поверхности перерыва, волноприбойные знаки ряби, косая слоистость) говорят однозначно, об образовании отложений этой зоны в постоянно подвижноводной — турбулентной среде выше волнового базиса (зона волнения или взмучивания). Геоморфологически эта зона предположительно представляла собой пояс отмелей, образующих естественный, но в основном подводный барьер в прибрежном мелководье, за которым в прибрежных тихоходных условиях отлагались илистые отложения первой фациальной зоны.

В пределах отмельной зоны выступает собственно барьер, который в различных периодах развития бассейна и в различных участках мог быть представлен биогермной фацией (II_3), банками (II_2) или валами детритовых, конгломератовых оолитовых и др. осадков (фации II_I и II_4). Осадки сгустково-онколитовой фации (II_I) со специфической, несколько обедненной фауной, образовались, вероятно, в тыльной, умеренно подвижноводной части барьера или в ложбинах отмели, как подтверждают данные по условиям отлагания сгусткового материала, в современных морских бассейнах (Illing, 1954; Emery, 1956; Purdy, 1963 и

др.). Отлично сортированные детритовые отложения с волноприбойными знаками ряби (фация II_4) накопились, по всей вероятности, на внешнем открытом склоне барьера, где волновая деятельность была наиболее активной. Местом образования каменного морского дна (Геккер, 1960) (фация II_5) в виде сглаженных поверхностей перерыва было, согласно закономерностям гидродинамики, подножье барьера вблизи базиса волн, где образуется зона т.н. пулевой седиментации (Зенкович, 1962; Невеский, 1967, Долотов, 1971).

Весьма характерным для зоны волнения является многократное переотложение осадочного материала, подвижность осадков, чередование участков аккумуляции и сноса, сравнительно большая скорость, но одновременно прерывистость осадконакопления, которые в конечном счете причиняют ту фациальную пестроту и дифференцированность условий, которые наблюдаются и у описываемой второй фациальной зоны.

Отложения второй фациальной зоны в основном относятся к сублиторали, но границы зоны волнения в нашем понимании точно не совпадают с границами современной сублиторали. С одной стороны тонкозернистые сгустковые осадки в современных морских водоемах относятся уже к интерлиторали (Emeru, 1956; Purdy, 1963; Evans, 1965 и др.), а по принципу образования в подвижной среде, их целесообразно объединить с другими зернистыми отложениями. С другой стороны сублитораль в определении многих исследователей (см. Нескел, 1972) понимается весьма широко — от уровня отлива до внешнего края шельфа. В таком понимании сублиторали теряется одна из резких фациальных границ, связанная с волновым базисом, выше которой отлагаются только зернистые, ниже илисто-зернистые отложения. Эта граница по-

черкивается фацией каменного морского дна, т.е. зоной нулевой седиментации, что фиксируется в разрезах древних отложений поверхностью перерыва. Поэтому нам кажется целесообразным применить в фациальном анализе древних отложений, где границы отлива трудно определимы, понятие "сублитораль" в объеме зоны волнения.

Распространение: В Северной Прибалтике - юрусский горизонт, тамсалуская свита, таммикуская (П 2), хиллистеская (П 3,4), частично каринуская (П 4,5) пачки; райкюлаский горизонт кулламааская пачка (П 1, 3, 4, 5); яаниский горизонт ниназеская пачка (П 3,4); яагарахуский горизонт, пангамягиские (П 1,3,4,5), маазиские (П 1,2,3,4,5) и сайклаские (П 2, 3,4,5) слои; роотсиюлаский горизонт, нижняя часть вийтаских везикуских и соэгининаских слоев (П 3,4,5); паадлаский горизонт, саувереские (П 3,4,5), химмистеские (П 1,3,5) и удувереские (П 1,3,4,5) слои. интервалы каугатумаского горизонта (П 2,3,4,5); охесаареский горизонт (П 2,4). В Южной Прибалтике фациями этой зоны представлены - восточные разрезы бирштонских слоев, вяркнеские и нерисские слои. На о. Готланд - во всех стратиграфических подразделениях за исключением мергелей Висьбю, Слите и Мульде.

Третья зона (известково-зернисто-илистая макрофагия)

Типы пород: Чаще всего, разной степени глинистые, илисто-детритовые (до илисто-биоморфных) комковатые известняки (бионикриты), реже детритовые мергели. (Более подробную характеристику этих типов породы см. Калъо, ред., 1970, стр. 33-39, 57).

Диагностические признаки:

1) Глинисто-известковый состав отложений (содержание нерастворимого остатка $\sim 10-50\%$). 2) Несортированность и смешанность зернистых и илистых компонентов отложений, причем последние преобладают (табл. УП, фиг. 1-3). 3) Волнистослоистое чередование известняка и мергеля, причем текстура породы преимущественно комковатая, полукомковатая или неправильно-волнистая (табл. УІ, фиг. 2, 3). 4) Седиментационная ритмичность, выраженная в повторном, направленном изменении в разрезе соотношения глинистого и карбонатного материала, а также илистого и зернистого компонентов. 5) Наличие несглаженных призматизированных поверхностей, соответствующих недлительным подводным седиментационным перерывам (табл. УІ, фиг. 1, 4). 6) Сравнительно большая горизонтальная выдержанность слоев. 7) Большое групповое разнообразие, но умеренное процентное содержание (до 20-25%) остатков раковинной фауны. 8) Обилие следов жизнедеятельности илоедов (табл. УП, фиг. 2). 9) Умеренная, плавно увеличивающаяся с удалением от берега мощность отложений.

Подразделения. В пределах III фациальной зоны выделяются следующие фации:

1. Фация несортированно илисто-детритовых известняков. Это - илисто-детритовые, контрастно мелкокомковатые и полукомковатые известняки с маломощными линзами илисто-биоморфно-детритовых, обломочно-детритовых и сгустково-мелко-детритовых известняков с частыми поверхностями перерыва. Типичным примером этой фации можно считать варболаскую свиту юруско-го горизонта Эстонии.

2. Фация илисто-мелкодетритовых глинистых известняков.

Включает — глинистые илисто-мелкодетритовые до шламового комковатые известняки, которые более однородны по сравнению с породой вышеописанной фации. Переход из комков известняка в мергель более постепенный. Прослойки зернистых известняков и поверхности перерыва редки. Типичным представителем является румбаская свита адавереского горизонта Эстонии.

3. Фация детритовых мергелей. Она представлена зелено-вато-серыми известковыми мергелями с обильным детритом брахиопод, остракод, криноидей. Типичными для этой фации можно считать некоторые интервалы каугатумаского горизонта Эстонии (Кальо, ред., 1970, стр. 57).

Первая и вторая фации замещают латерально друг друга в приведенной последовательности в направлении от берега. В различных этапах развития бассейна то одна, то другая из них может иметь большее значение. Детритовые мергели отлагались в третьей фациальной зоне, только в отдельных стадиях повышенного поступления терригенного материала.

Условия седиментации. Третья фациальная зона соответствует, видимо, открытому шельфу, где ниже волнового базиса отлагались смешанно зернистый и илистый карбонатные компоненты и принесенный через отмельную зону шельфа терригенный ил. Неравномерное распределение осадочных компонентов, отражающееся в тонкослоистом чередовании известняка и мергеля и в комковатой текстуре, частые прослойки чистозернистых известняков, поверхности перерыва, рассеянные пиритизированные гальки (табл. УІ, фиг. 4), прослойки с ориентированными и сортированными остатками организмов (табл. УІІ, фиг. 2), позволяют считать среду субтурбулентной, т.е. временами подвергавшейся волновой деятельности. Обилие разнообразных бентосных организмов, в том числе кораллов и строматопороидей, свидетельствует, что

III фациальная зона не сомненно входит в состав шельфа. На основании горизонтальной выдержанности слоев и их мощности можно предполагать, что погружение рельефа дна в пределах III фациальной зоны было сравнительно равномерным и плавным. Поэтому эту зону можно называть и шельфовым плато.

На шельфах современных морей, благодаря высокому стоянию материков, распространены главным образом терригенные осадки, в частности пески и песчанистые алевроитовые илы "подавляющие" карбонатонакопление в открытых частях шельфа. Не найдет должного внимания эта макрофация и в седиментационных моделях бассейнов геологического прошлого. Одной причиной этого является, вероятно, то, что в верхнепалеозойских и в более молодых краевых морских бассейнах вследствие развития рифов барьерного типа, последние приурочены к внешнему краю стабильного шельфа и открытый карбонатный шельф как таковой во многих случаях отсутствует (например Предуральский и Делаварский пермские бассейны и т.д.).

В древнепалеозойских платформенных морях рассматриваемая фациальная зона имеет однако существенное значение. Сюда относятся, например, "фациальный пояс скелетного песчаника, смешанного с карбонатным илом" (Jaanisson, 1973, стр. 17), занимающий постоянно обширную площадь в Скандинавско-Балтийском ордовикском бассейне. Большую аналогию оказывают фации "табулярных" и "нодулярных" известняков и фации "блюстроун" и "Джак Соуп" в венлокском известняке Шропшира (Shergold, Bassett, 1970, стр. 118-124). Широко распространяются комковатые илисто-детритовые породы третьей фациальной зоны в разрезе Подольи (см. Никифорова, Предтеченский, 1972) и т.д.

Распространение. В Северной Прибалтике — варболаская свита

пурусского горизонта ($\text{III}_{1,2}$), большая часть адавереской свиты адавереского горизонта (III_2); большая часть ниназеской пачки яанисского горизонта ($\text{III}_{1,2}$); сырвская свита яагарахуского горизонта (III_2); саувереские слои паадлаского горизонта (III_2); в курессаареском горизонте ($\text{III}_{2,3}$). В чередовании с отложениями отмельной зоны отложения третьей фациальной зоны встречаются в других подразделениях яагарахуского и паадлаского горизонтов ($\text{III}_{1,2}$), а также в каугатумаском и охесаареском горизонтах ($\text{III}_{2,3}$). На о. Готланд фациями III зоны представлены мергели Висьбу и некоторые части слоев Слите, Клинтеберг и Хемсе. В Южной Прибалтике к рассматриваемой зоне относятся, вероятно, бирштонские отложения в восточном структурно-фациальном регионе, низы вяркнеских слоев и большая часть нерисских, юраских и минияских слоев в переходной области (по расчленению Коркутис, Лапинскас, Лашков, 1972).

Четвертая зона (известково-терригенно-илистая макрофация)

Типы пород: Главным образом, мергели, в меньшей мере тонко- и микрокристаллические глинистые известняки и карбонатные глины. (Характеристику этих типов пород см. Кальо, ред., 1970, стр. 40-41, 58-64).

Диагностические признаки: 1) Известково-глинистый вещественный состав отложений (содержание нерастворимого остатка 40-90%). 2) Илистая структура с незначительным количеством мелкого детрита и целых раковин (табл. УП, фиг. 5). 3) Текстура массивная, однородная или с изолированными более карбонатными комками. 4) Седиментационная ритмичность отсутствует.

или слабо выражена. 5) Бедная и довольно однообразная ассоциация слабо прикрепленного и подвижного бентоса (трилобиты, остракоды, брахиоподы, гастроподы) и пелагических форм (конодонты, китинозои, хиолиты, гаптолиты). 6) Резко возрастающая мощность отложений, часто 2-3 раза превышающая мощность одновозрастных отложений соседних фациальных зон.

Подразделения. В четвертой фациальной зоне выделяются три фации:

1. Фация известковых мергелей. Часто содержит изолированные комки глинистых микрокристаллических известняков. Эта фация содержит небольшое количество раковинного детрита, особенно трилобитов и замкнутой раковины брахиопод и остракод.

2. Фация зеленовато-серых глинистых мергелей и карбонатных глин (табл. УШ, фиг. I). Она часто почти немая или содержит редкие, полностью пиритизированные раковины (табл. УП, фиг. 4) и ходы илоседов.

3. Фация красно- и пестроцветных мергелей.

Первая и вторая фации представляют собой подзоны IV фациальной зоны, из которых фация известковых мергелей примыкает к третьей фациальной зоне.

Красноцветные мергели образовались в стадиях интенсивного погружения морского дна во время быстрой трансгрессии. Встречаются в низах ыхнеской и велизеской свит.

Условия осадконакопления. Мергели и микрокристаллические известняки IV фациальной зоны, которые занимают в фациальных профилях промежуточное положение между типичными шельфовыми раковинными карбонатными отложениями и тонкотерригенными граптолитовыми отложениями с пелагической фауной, мы интерпретируем как отложения, образовавшиеся на пологом материковом

склоне, у внешнего края шельфа в удаленно-тиховодных условиях. Монотонные терригенные и карбонатно-терригенные илистые отложения, латерально замещающие платформенные карбонатные формации, нередко назывались батинальными (Страхов, 1951) или бассейновыми (Edie, 1958; Dooge, 1967; Friedman, Sanders, 1967; Coogan, 1969 и др.), противопоставляя их карбонатным отложениям неритовой зоны или собственно шельфа. Р. Вальтер (Walter, 1972) ограничивает стабильный шельф Фенносарматского сидурийского материка тоже с поясом детритовых карбонатных отложений. В пользу этого говорит резкость границы между нашими III и IV фациальными зонами. Она не столь четко выражена в литологии, сколь в изменении группового состава и видовых и родовых сообществ фауны. В породах IV зоны отсутствуют остатки водорослей и строматопороидей, из кораллов присутствуют лишь единичные экземпляры одиночных рогов и хализитид. В лlandoверийском веку в отложениях III и IV фациальной зоны распространяются соответственно брахиоподовые сообщества *Stricklandia* и *Clorinda*, резко отличающиеся друг от друга (Калъо, ред. 1970). В Уэльском и Аппалачском бассейнах эти сообщества разграничивают шельфовую и бассейновую области (Ziegler, Cocks, Mc Kerrow, 1968; Ziegler, Boucot, 1970).

Резко увеличивается на этой границе мощность отложений. В эволюции Палеобалтийского бассейна данная фациальная граница наиболее устойчива и совпадает с границей выделенных Р.М. Мянилем (1966) двух структурно-фациальных зон ордовика. С ней связаны некоторые довольно длительные локальные седиментационные перерывы, установленные в Северной Прибалтике в разрезах Охесааре, Пярну, Ристикюла и т.д. (Калъо, ред., 1970; Эйнасто и др., 1972). Все это говорит в пользу тектонической

природы данной фациальной границы, что характерно внешнему краю шельфа (Dietz, Menard, 1951; Шепард, 1969 и др.).

Сравнительно большая мощность отложений IU фациальной зоны свидетельствует, вероятно, о том, что эта фациальная зона соответствует той части материкового склона, в котором погружение дна моря компенсируется достаточно интенсивным накоплением известковых и терригенных илов. Кроме того, в некоторых случаях мергели и микрокристаллические известняки образовались, очевидно, в замкнутых коротковременно существующих прогибах (например, раннееландоверийский Южно-Эстонский прогиб, см. Нестор, Кала, 1968), могущих представлять^с собой шельфовые желоба, заполняющиеся глинистыми отложениями IU фациальной зоны. Условно в качестве такого "заполняющегося желоба" можно рассматривать всю центральную часть Палеобалтийского бассейна в верхнем лудлове и даунтоне, когда в пределах Польско-Литовской синеклизы отлагалась чрезвычайно большой мощности толща глинистых мергелей и комковатых известняков (пагияйские, юраские и минияские слои).

Аналогичная смена высококарбонатных ракушечных осадков небольшой мощности к алезрито-глинистым терригенным илами с редкими рассеянными тонкостенными раковинами моллюсков 2-3 раза большей мощности наблюдается при переходе от шельфа к материковому склону в северо-западной части Черного моря (Страхов, 1954; Невиский^{ес}, 1967; Куприн, Щербаков, 1971).

В особых условиях образовалась фация красно- и пестроцветных мергелей, встречающаяся в бассейне лишь в начальных стадиях максимальных трансгрессий, т.е. в начале силурийской и в начале позднееландоверийской трансгрессии. (Встречается в низах ыхнеской и велизеской свит Эстонии и в апашчской

свите Литвы). Она приурочена к зоне материкового склона у шельфового перегиба.

Распространение. В Северной Прибалтике к этой фациальной зоне относится ихнеская свита юрусского горизонта ($IU_{1,3}$), велизская свита адавереского горизонта ($IU_{2,3}$), парамаяская свита яаниского горизонта (IU_I). На о. Готланд сюда более определенно можно включить лишь мергели Слите. В Центральной Прибалтике и в Западной Литве отложения ремтской пачки и апашчяской свиты в основании силурийского разреза и часть пагегайских, минияских и юраских слоев. В Юго-Восточной Литве: шаянчские и папренайские слои и более западные разрезы бирштонских слоев.

Пятая зона (терригенно-илистая макрофация)

Типы пород: Темно-серые и черные, обогащенные органическим веществом, граптолитовые аргиллиты (характеристику см. Калъо, ред., 1970, стр. 65; Коркутис, Лапинскас, Лашков, 1972, стр. 75).

Диагностические признаки: 1) Терригенный состав отложений (содержание карбонатного материала не превышает 10-20%). 2) Однообразная илистая структура. Породы сложены из тонкого терригенного материала пелитовой и алевроитовой фракции. 3) Тонкослоистая до сланцеватой текстура, реже массивная (табл. VII, фиг. 4). 4) Содержание бурого органического вещества, неравномерное распределение которого причиняет тонкослоистость. 5) Большая горизонтальная выдержанность слоев. 6) Обилие остатков пелагических организмов — граптолитов (табл. VIII, фиг. 3), хиолитов (табл. VIII, фиг. 5), наутилоидей

при почти полном отсутствии бентосных форм, за исключением илоедов (табл. УШ, фиг. 6) и лингулид. 7) Мощность меньше мощности отложений IУ зоны.

Подразделения; Граптолитовые аргиллиты пятой фациальной зоны представлены в Палеобалтийском бассейне двумя литофациями:

1. Фация серых граптолитовых аргиллитов. Это — коричнево- и темно-серые аргиллиты (табл. УШ, фиг. 3), реже алевроитистые глинистые мергели со сравнительно небольшим содержанием органического вещества, массивные или тонкослоистые, но не сланцеватые. Мощность близка или меньше мощности синхронных аргиллитов и мергелей IУ фациальной зоны.

2. Фация черных граптолитовых "сланцев". Черные, более битуминозные сланцевидные граптолитовые аргиллиты, часто четко тонкослоистые (табл. УШ, фиг. 4). Мощность значительно меньше мощности отложений четвертой зоны.

Названные фации замещают друг друга в пространстве, а также во времени: фация черных "сланцев" распространяется в основании силурийской граптолитонесной толще Прибалтики (в лландовери), переходя вверх в менее битуминозные серые граптолитовые аргиллиты (верхи лландовери, венлок, нижний лудлов).

Условия осадконакопления. Хотя глубоководный генезис темных битуминозных сланцев неоднократно оспаривался (Мирошников, 1956, 1969; Conant, Swanson, 1961 и др.), в настоящее время можно считать более или менее общепризнанным, что силурийские граптолитовые аргиллиты в больших количествах лишь в батинальных условиях в геосинклинальных и пригеосинклинальных бассейнах.

В Палеобалтийском бассейне граптолитовые аргиллиты мы

считаем депрессионными отложениями, т.е. отложениями погруженной части материкового склона. В пользу этого говорит обстоятельство, что единая лlandoверийско-нижнелудловская толща граптолитовых аргиллитов осевой части Палеобалтийского бассейна проходит без претерпения каких-либо приметных изменений через всю Польшу (см. Tomczyk, 1970, рис. 62), в том числе геосинклинальную область Судетов и переходит только потом в маргинальные фации Богемского массива. С другой стороны та же самая фация граптолитовых аргиллитов, проходя через Сконе, доходит до Норвегии. Таким образом, осевая часть Палеобалтийского бассейна непосредственно связана с крупным Североевропейским бассейном, представленном в силурийском периоде батинальными фациями (Rozagyski, 1970). О батинальной природе говорит определенный некомпенсированный характер граптолитовых отложений. Выше отмечалось, что граптолитовые аргиллиты нередко меньшей мощности по сравнению с одновозрастными глинисто-карбонатными отложениями четвертой фациальной зоны, примыкающими к шельфу. Особенно резко проявляется некомпенсированность при черных сланцевидных граптолитовых аргиллитов (фация U_2) среднего лlandoвери. Мощность их в Польско-Литовской синеклизе не превышает порядка 10 м, в то время как карбонатные и глинисто-карбонатные отложения в Южной Эстонии, при переходе к шельфовому плато достигают порядка 100 и больше метров (Калъо, Винг^иссаар, 1969). Небольшая мощность граптолитовых аргиллитов в таком приближении указывает на недостаток поступления в бассейн терригенного материала. Р. Ульст (1960) отмечает увеличение зернистости терригенного материала в граптолитовых аргиллитах Прибалтики в юго-западном направлении и считает, что областью питания пя-

той фациальной зоны должны были быть в основном внутригеосинклинальные области сноса в Средней Европе. Пенеппенизированный фенносарматский кратон был способен поставлять терригенный материал только для верхней части материкового склона (IV фациальная зона). Начиная уже с венлока, а особенно в связи с орогенетическими движениями краковского цикла (верхний лудлов) сильно возрастался приток терригенного материала, с геосинклинальной области, заполняющего существующую депрессию, что объясняет большие мощности верхнесилурийских отложений в осевой части Палеобалтийского бассейна, в Польско-Литовской синеклизе. Но одновременно с резким увеличением мощности настоящая граптолитовая фация замещается здесь флишеподобными отложениями Сиедельцких и Видрищовских слоев (Н. Tomczyk, 1970, стр. 316-317). Таким образом, большие мощности "бассейновых" отложений достигаются главным образом не за счет настоящих битуминозных граптолитовых аргиллитов, а за счет карбонатно-глинистых отложений четвертой фациальной зоны вблизи стабильной платформы или ритмично чередующихся флишеподобных отложений в пригеосинклинальной части бассейна.

Для удобного однословного обозначения пятой фациальной зоны как геоморфологического элемента, мы называем ее депрессионной, имея при этом в виду определенную условность применения любых геоморфологических понятий для различных периодов развития Земли.

Распространение. Северная Прибалтика - в низах велизеской свиты адавереского горизонта; тыласская пачка наниского горизонта. Западная часть Средней и Южной Прибалтики - средний лландовери - средний лудлов.

Все фациальные зоны и литофации, рассмотренные в данной главе, приводятся в виде таблицы 9.

Фациальные зоны и литофации Палеобалтийского
силурийского бассейна

- I. Лагунно-литоральная зона (доломитово-илистая макрофация).
1. Ф. узорчатых доломитов.
 2. Ф. ламинарных глинистых доломитов.
 3. Ф. эвриптеровых доломитов.
 4. Ф. тонкочередующихся эвриптеровых доломитов и микрокристаллических известняков.
 5. Ф. доломитово-известковых биотурбидитов.
 6. Ф. гипсоносных доломитов.
- II. Отмельная зона (известково-зернистая макрофация).
1. Ф. "багамитов".
 2. Ф. органогенных банок.
 3. Ф. биогермов.
 4. Ф. сортированно-детритовых известняков.
 5. Ф. каменного морского дна.
- III. Открытошельфовая зона (известково-зернисто-илистая макрофация).
1. Ф. несортированно-илисто-детритовых известняков.
 2. Ф. илисто-мелкодетритовых глинистых известняков.
 3. Ф. детритовых мергелей.
- IV. Переходная зона (известково-терригенно-илистая макрофация).
1. Ф. серых известковых мергелей.
 2. Ф. зеленых глинистых мергелей и аргиллитов.
 3. Ф. красно- и пестроцветных мергелей.
- V. Депрессионная зона (терригенно-илистая макрофация).

1. Ф. темносерых граптолитовых аргиллитов.

2. Ф. черных граптолитовых "сланцев".

Глава II. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РАЗРЕЗОВ

Рассматриваемый фациальный профиль связывает разнофациальные отложения вкrest общей зональности, начиная от наиболее мелководных отложений в полосе выходов в Западной Эстонии через Южно-Эстонский прогиб между Пярну и Стайцеле до наиболее глубоководных отложений в Средней Латвии. Прослеживание фациальных изменений по профилю показало, что между одними разрезами буровых скважин существенных фациальных изменений не происходит, литостратиграфические подразделения, характерные границы слоев, циклов, мощности и т.д. прослеживаются и выделяются в соседних разрезах без затруднений, но между другими разрезами фациальные различия столь существенны, что корреляция по литологическим и циклостратиграфическим критериям оказывается невозможной.

На разных стратиграфических уровнях такие скачкообразные изменения территориально точно не совпадают. Поэтому для нижне-среднелландоверийских отложений можно выделить четыре типа разрезов, а для верхнелландоверийских — лишь два. Для юрусского и райкшолаского горизонтов эти типы разрезов следующие:

I. Разрезы матсалуского типа распространяются в районе выходов от Пуску до Киринукола. Они стратиграфически неполные в результате современного эрозионного среза на севере; практически весь средний лландовери в перерыве.

Отложения разрезов данного типа представлены только шельфовыми фациями (рис. 44), среди которых наибольшее распространение

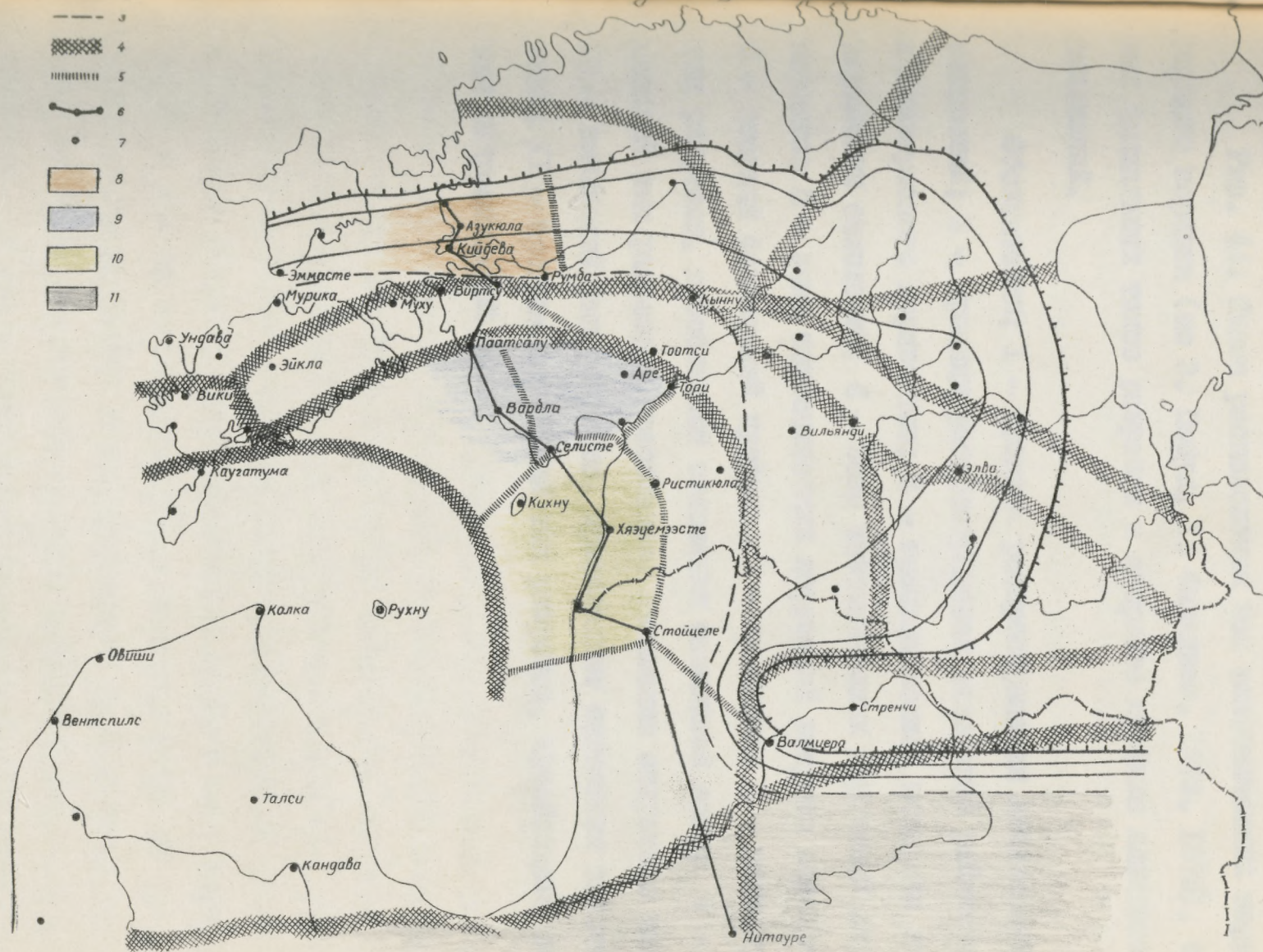


Рис. 44.

Рис. 44. Схема расположения зон тектонических нарушений разного порядка (по Э. Побул, Х. Сильдвез, 1973, 1975), основных фациальных типов разрезов и опорного профиля лландоверийских отложений.

Обозначения: I — граница распространения лландоверийских отложений; 2 — границы распространения отложений райккилаского и адавереского горизонтов; 3 — граница полной мощности лландоверийских отложений; 4 — зоны тектонических нарушений первого порядка; 5 — зоны тектонических нарушений второго порядка; 6 — опорный фациальный профиль; 7 — скважины; 8 — матсалуский тип разрезов, преобладают отложения отмельной зоны; 9 — тыстамааский тип разрезов, преобладают отложения открытого шельфа; 10 — каблиский тип разрезов, преобладают отложения склоновой зоны; II — средне-латвийский тип разрезов, преобладают отложения депрессионной зоны.

ние имеют чисто-известковые зернистые осадки отмельной зоны (тамсалуская и кулламааская свиты). Все разрезы вертикально характеризуются высокой степенью расчлененности: наблюдается сложное тонкослоистое чередование разных типов пород, в основном зернистых и илисто-зернистых с прослоями илистых; характерны многочисленные поверхности перерыва. Границы между слоями чаще резкие, латеральная выдержанность слоев небольшая. Проявляется цикличность разного порядка; в пределах микроциклов часто прослеживается сортированная слоистость.

Для этого типа разрезов характерна обильная разнообразная бентосная раковинная фауна, в частности сессильный бентос — кораллы, строматокораллы и др., развиты органогенные постройки. Микропланктон редкий, микробентос обильный, но нередко отсутствует (В. Нестор, 1976).

2. Разрезы тыстамааского типа — Паатсалу, Варбла и Селисте характеризуют переход от типичных шельфовых макрофаций к склоновым (батиальным). В разрезах рассматриваемого типа юруский горизонт представлен снизу вверх всеми тремя свитами, причем максимальные мощности этих свит установлены в этих разрезах: последовательно с севера на юг для тамсалуской свиты в скв. Паатсалу (14,6 м), для варболааской свиты в скв. Варбла (27,6 м) и для ыхнеской свиты в скв. Селисте (52,7 м) (рис. 48). В райкюласком горизонте в разрезах этого типа вскрыта только саардеская свита, но еще сокращенной мощности и стратиграфически неполная — в кровле залегает иклаская пачка. Максимальную мощность на профиле имеют мергели в подошве саардической свиты между ыхнеской свитой и стуриской пачкой в скв. Селисте (12,4 м). Хотя основная порода илистая, во всех разрезах прослеживается большое количество разных зернистых и илисто-зернистых, в основ-

ном детритовых и обломочных известняков и максимальное количество в райкюласком горизонте поверхностей перерыва. Наблюдается цикличность разного порядка. В середине райкюлаского горизонта во всех этих разрезах прослеживаются две четко выраженные границы мезоциклов, позволяющие надежно сопоставить соседние разрезы и без применения биостратиграфического метода. В отложениях с иристо-зернистыми структурами встречается еще обильный макробентос, но в разрезе преобладают уже илстые отложения с более разнообразной микрофауной, в пределах которой чаще встречается микробентос. Пустых интервалов, характерных разрезам матсалуского типа, почти нет.

3. Разрезы каблиского типа Хяэдемээсте, Икла и Стайцеле вскрывают отложения склоновой макрофашии - илстые скрытокристаллические известняки и мергели с относительно постепенными переходами друг в друга. В разрезах каблиского типа наблюдаются максимальные мощности отдельных подразделений саардеской свиты (исключая валастеские мергели): стурской и колкской пачек в скв. Хяэдемээсте (соответственно 36,2 м и 32,3 м), иклаской и леммеской пачек в скв. Икла (соответственно 61,9 м и 31,8), и стайцельской пачки в скв. Стайцеле (91 м) (рис. 48). Прослой зернистых известняков и поверхности перерыва почти отсутствуют. Породы однородные с нечетными контактами слоев. В подошве ыхнеской свиты прослеживается пачка красноцветных мергелей (рис. 48). Следует предполагать, что в полосе рассматриваемого типа разрезов в палеобассейне произошло интенсивное погружение дна и одновременная компенсация осадконакоплением. Макробентос скудный, микробентос обильный, чаще сильно преобладает микропланктон хорошей сохранности (в скрытокристаллических известняках). Найдены отдельные "случайные" экземпляры граптолитов (Кальо, 1967).

4. Разрез средне-латвийского типа - Нитауре охватывает наиболее глубоководные отложения небольшой мощности. Наиболее характерны разрезам этого типа граптолитовые аргиллиты без раковинного бентоса. Всему юрускому горизонту соответствует стратиграфический перерыв.

В верхнедладоверийских отложениях на этом профиле наблюдаются только разрезы двух типов - вся площадь распространения трех первых типов разрезов (G_{1-2} и G_3) от Кийдева до Стайцелы представлены одним типом: в нижней части выдержанная румбаская свита с однообразными илесто-мелкодетритовыми комковатыми известняками внешней части открытого шельфа, а в верхней части велизская свита с глинистыми мергелями переходной макрофации. Единственным четко выраженным различием северных и южных разрезов (в пределах этого типа разрезов) в адавереском горизонте является красноцветность мергелей в нижней части велизской свиты от Селисте до Стайцелы.

Другим типом разрезов адавереского горизонта является средне-латвийский (Нитауре) - в депрессионной макрофации, где весь разрез представлен однотипными тонко-территенными отложениями с прослоями илестых глинистых известняков переходной зоны.

Существенно подчеркнуть, что в пределах однотипных разрезов их взаимная корреляция достаточно однозначно можно провести на основе литологических и циклостратиграфических критериев прослеживанием отдельных маркирующих слоев, седиментационных циклов и разных контактов, а соседние разрезy из разных типов без биостратиграфического обоснования корреляции не сопоставимы с достаточной достоверностью. Например, по литологическим критериям среднюю часть саардеской свиты с двумя четко выраженными границами мезоциклов в разрезах Варола и Селисте можно

в разрезах Хяэдемээсте и Исла с одинаковой степенью достоверности сопоставить или с колкской, или с леммской пачкой. В первом случае выклинивается стуриская пачка, в другом случае — стайцельская пачка.

Ассоциации микропланктона однако, вполне однозначно показывают синхронность средней части саардеской свиты в разрезах Тыстамааского типа с колкской пачкой в Каблиских разрезах (В. Нестор, 1976).

Сравнивая положение границ выделенных типов разрезов на профиле с зонами тектонических нарушений крупного порядка (Побул, Сильдвээ, 1973, 1975), устанавливается относительно хорошее совпадение (рис. 44), что указывает на непосредственную зависимость распространения отдельных фациальных зон силурийского Палеобалтийского бассейна от блокового строения фундамента. Различия в глубинах фациальных зон определяются разной скоростью погружения отдельных блоков фундамента на южном склоне Балтийского щита. Матсалуский тип разрезов характерен Мартнаскому блоку, Тыстамааский тип — Варбласкому блоку, а Каблиский тип — Кихнускому, Хяэдемээстескому и Икласкому блокам.

Первые два типа относятся к восточноприбалтийской, а два последних — к западноприбалтийской структурно-фациальным зонам.

Восточнее рассматриваемой в настоящем отчете территории наблюдается частое несовпадение фациальных границ с зонами нарушений, что указывает на прерывистость вертикальных движений по глубинным разломам. В разные этапы развития бассейна "живыми" были то одни, то другие зоны тектонических нарушений.

Глава III. ОБОСНОВАНИЕ КОРРЕЛЯЦИИ

III. I. Корреляционные подразделения лlandoверийского разреза по хитинозоям

На основании распределения более частых (распространенных) видов хитинозой выделены мелкие корреляционные подразделения, которые в данной работе служат главным обоснованием сопоставления буровых разрезов разных типов (см. стр.). Ниже дается краткая характеристика этих подразделений, связывая последние с имеющимися данными о распространении стратиграфически важных граптолитов. На рис. (рис. 45) приводятся объемы всех подразделений (с обозначением $G_{I-2}^I \dots -H^{IV}$) и уровни опробования с указанием взаимоотношений планктонных и бентосных элементов в ассоциациях, существенных для фациальной интерпретации.

Слой подразделения G_{I-2}^I залегает трансгрессивно на разновозрастных слоях ашгильского яруса верхнего ордовика, не содержащих микропланктона или охарактеризованных определенными родами и видами (*Conochitina minnesotensis*, *C. taugourdeau*, *Rhabdochitina gracilis*, *Lagenochitina baltica*, *Acanthochitina* sp. и др.).

Подразделение G_{I-2}^I (*Cyathochitina sampanulaeformis*, *Conochitina* sp. I, *Coronochitina* sp., *Ancyrochitina* sp.)

лучше охарактеризовано в юго-западных разрезах Эстонии (Охесааре, Рухну, Хяэдемээсте), но выделяется в объединенном виде

и в разрезах средней Эстонии (Варбла, Рапла). В разрезах Северной Эстонии (Пуску-2, Кирикуйола) данные подразделения не выделяются, как и в самых южных разрезах основного профиля (Икла, Нитауре), откуда, к сожалению, мы не имеем достаточно данных (проб).

В Южной Эстонии G_{I-2}^I соответствует низам ихнеской и в средней Эстонии — низам варболаской свиты. При наличии койгиской пачки данное подразделение обычно не выделяется, исключая скв. Рапла, где оно прослеживается — выше койгиской пачки. Исчезновение названного комплекса хитинозой отмечает верхнюю границу G_{I-2}^I .

G_{I-2}^{II} характеризуется очень бедным содержанием микропланктона (редкие *Ancyrochitina ancyrea* и *Cyathochitina campanulaeformis*) или его отсутствием. В разрезах Юго-Западной Эстонии (Охесааре, Икла, Рухну) это подразделение представлено слоями, лишенными кислотоустойчивых микрофоссилий.

В Южной Эстонии G_{I-2}^{III} соответствует средней части ихнеской свиты, в других местах — верхней части или всему разрезу варболаской свиты, а также таммикуской пачке.

G_{I-2}^{III} . Нижняя граница подразделения определена появлением видов характерного комплекса микропланктона: *Conochitina* cf. *micrasantha*, *C.* sp. n. I, *Cyathochitina* cf. *calix*, *C.* *campanulaeformis*, *C.* *kuckersiana* и др. Мощность подразделения увеличивается в южном направлении Эстонии до 22 м (скв. Хяэде-мээсте, Икла).

В Южной Эстонии G_{I-2}^{III} соответствует верхней части ихвиской свиты, в других местах в основном каринуской, хиллистеской пачки или верхней части варболаской свиты. В скв. Кирикуйола

характерные виды подразделения встречены и в нижней части таммикусской пачки.

Верхняя граница подразделения обычно хорошо совпадает с нижней границей райкюлаского горизонта по исчезновению характерных видов микропланктона (см. Нестор, 1976), но иногда низы райкюлаского горизонта (валастеские мергели) представляют собой переходный интервал, где отсутствуют признаки обоих соседних подразделений (в скв. Икла). Граница между G_{I-2}^{III} и G_3^{Ia} проведена в том случае по литологическим признакам (см. Нестор, Кала, 1968).

В этом интервале в скв. Икла найден *Dimorphograptus confertus*, указывающий на зону *Cystograptus vesiculosus* (см. Калъо, Вингиссаар, 1969; Калъо, 1970).

G_3^I (*Conochitina* sp.ⁿ. I и *Cyathochitina* sp. sp.) делится на более мелкие подразделения (Ia, Ib, Ic — см. Нестор, 1976). По новейшим данным (Аалоз и др. 1976) слои G_3^I относятся к саардеской свите. В разрезах Южно-Эстонского структур-фациального района слои данного подразделения соответствуют стуриской пачке и нижней части колкской пачки. Верхняя граница G_3^I проводится по исчезновению *Conochitina* sp. n. и *Cyathochitina kuckersiana*, и по появлению *Ancyrochitina* cf. *tomentosa*, *Angochitina?* sp. и *Conochitina* cf. *edjelensis*.

В скв. Хяэдемээсте слои данного подразделения характеризуются исключительно большой мощностью (ок. 50 м).

В разрезе скв. Икла это подразделение в полном объеме соответствует зоне *Pristiograptus cyphus* (Калъо, 1967, 1970; Калъо, Вингиссаар, 1969).

G_{3}^{II} (*Coronochitina* sp. n., *Ancyrochitina* cf. *tomentosa*, *Angochitina*? sp., *Conochitina* cf. *edjelensis*) подразделяется по видовому составу хитинозой на два более мелкие деления/см. Нестор, 1976. Верхняя граница G_{3}^{IIa} определяется по исчезновению *Ancyrochitina* cf. *tomentosa*, а верхняя граница G_{3}^{IIb} главным образом по исчезновению *Coronochitina* sp. n. из разреза.

В скв. Хяэдемээсте подразделение G_{3}^{IIa} исключительно мощное (ок. 60 м).

В разрезах матсалуского типа (Пуску-2, Азукюла, Кирикукюла и др.) слои данного подразделения полностью отсутствуют, в разрезах тыстамааского типа (скв. Варбла) присутствует только нижняя часть подразделения G_{3}^{IIa} . В скв. Икла и Хяэдемээсте и, возможно, что и в скв. Нитауре, подразделение G_{3}^{II} представлено в полном объеме, соответствующем верхней половине коикской пачки, иклаской пачке и нижней половине леммеской пачки.

В скв. Икла объем зоны *pristiograptus gregarius* охватывает нижнюю 3/4 из иклаской пачки (Кальо, Вингиссаар, 1969). В скв. Нитауре и Охесааре (см. Кальо, 1967) *pristiograptus gregarius* найден непосредственно выше и в скв. Нитауре непосредственно ниже нижней границы подразделения G_{3}^{II} .

Таким образом, границу между подразделениями G_{3}^{I} и G_{3}^{II} можно грубо сопоставить с границей нижнего и среднего лландовери. Так как в районе выходов разрез райкюлаского горизонта заканчивается главным образом слоями подразделения G_{3}^{I} нижне-лландоверийского возраста, можно заключить, что средне-лландоверийские отложения на территории Западной Эстонии практически не выходят и на отложениях верхов нижнего лландовери (аналоги зоны *pristiograptus cyphus*) с перерывом длительностью всего

среднего лландовери трансгрессивно залегают верхнелландоверийские отложения (румбаская свита, т.е. аналоги *Monograptus sedgwicki*).

G^{III} (*Conochitina* cf. *edjelensis*) выделяется только в разрезах района Икла - Рухиу - Хяэдемээсте. Критерии проведения нижней границы подразделения указаны выше. Верхняя граница данного подразделения и райкиюлаского горизонта маркируется появлением новых форм микропланктона (*Ectiastra magna*, *Conochitina* n. sp. 2 и др.), а также исчезновением *Conochitina* cf. *edjelensis* (характерный вид для G^{III}) (см. Нестор, 1976). G^{III} соответствует верхней половине леммеской пачки и стайцелеской пачке (по Аалоз и др., 1976).

Граптолитовая зона *Demirastrites convolutus* в разрезах Эстонии четко не выделяется (Кальо, 1970). В скв. Нитауре *D. convolutus* (по определению Д. Кальо) найден выше распространения *Conochitina* n. sp. Таким образом, можно предполагать, что соответствующие на названную граптолитовую зону слои и в разрезе скв. Икла располагаются на уровне не ниже верхней половины леммеской пачки и могут быть сопоставлены подразделениям G^{III} (см. также Кальо, Вингиссаар, 1969; Нестор, 1976).

G^{III} Расчленение румбаской свиты предварительное из-за недостаточного количества материала (имеются пробы из скв. Кирикукюла, Варбла, Икла и Хяэдемээсте), из-за разнообразного и изменчивого видового состава и внутривидовой изменчивости хитиновой при незначительном количестве экземпляров.

Подразделение H^I (*Conochitina* sp. n. 2, *Ectiastra magna* и др.) выделяется во всех изученных разрезах, хотя в скв. Кирикукюла она имеет очень небольшую мощность (1,3 м), с верхней границей, однозначно не совпадающей с седиментационной

ритмичностью, по которой разрез этой свазиты коррелирован с разрезами Икла и Варбла (см. Эйнасто и др. 1972).

В слоях подразделения N^I появление новых форм микропланктона незначительное и общий характер фауны довольно сходен с таким в райкюласком горизонте.

Соответствует нижней половине румбаской свиты.

Граница между подразделениями N^I и N^{II} связана с полным исчезновением (кроме *Ancyrochitina ancyrea*) райкюласких форм и появлением многочисленных новых, в том числе уже вен-локских видов.

N^{II} характеризуется наличием *Conochitina dolioliformis*, *C. aff. proboscifera*, *C. n. sp. 3*, *C. sp. a*, *Ancyrochitina n. sp.* и др. Верхняя граница данного комплекса определяется почти полным исчезновением микрофоссилий из разреза, а также появлением *Angochitina longicollis*.

N^{II} соответствует верхней половине румбаской свиты. В некоторых разрезах Юго-Западной Эстонии (Бхесааре, Рухну) и в скв. Нитауре слои N^I и N^{II} , соответствующие в средне-эстонской зоне румбаской свите, незначительной мощностью, или, возможно, совсем отсутствуют.

N^{III} делится на два самостоятельные подразделения. N^{IIIa} — нижний интервал разреза, бедный по содержанию или почти пустой от кислотоустойчивых микрофоссилий. Кроме *Angochitina longicollis* здесь встречаются редкие *Conochitina dolioliformis*, *C. aff. proboscifera*, *C. sp. a*. Верхняя граница N^{IIIa} проведена по появлению в массовом количестве *Conochitina proboscifera* и *Desmochitina densa*, которые и являются типичными видами для подразделения N^{IIIb} .

Из лландоверийских отложений слои N^{III} являются одними из наиболее выдержанных в пространстве. Соответствуют нижней половине велизской свиты.

Верхняя граница N^{III} проводится по исчезновению *Desmochitina densa*, а также по появлению *Conochitina cf. visbyensis* и *Ancyrochitina sp. b*, *B*, которые считаются типичными видами следующего подразделения.

В скв. Охесааре слои подразделения N^{III} охватывают интервал разреза от граптолитовой зоны *Spirograptus turriculatus* до *Monoclimacis griestonensis* (incl.) (см. Калъо, 1970).

N^{IV} (*Conochitina cf. visbyensis*, *C. proboscifera*, *Ancyrochitina sp. b* и др.) представляет собой самое верхнее подразделение лландоверийского яруса. Оно охарактеризовано во всех изученных разрезах, кроме скв. Варбла, где соответствующие слои отсутствуют (стратиграфический перерыв). N^{IV} охватывает верхнюю половину велизской свиты.

В скв. Охесааре слои подразделения N^{IV} занимают приблизительно интервал разреза между граптолитовыми зонами *Monoclimacis griestonensis* и *Cyrtograptus murchisoni* (см. Калъо, 1970). Верхнюю границу подразделения определяет появление *Margachitina margeritana* и др. видов хитинозой (см. Нестор, 1977).

III. 2. Уточнение некоторых стратиграфических границ на основе цикличности

Прослеживание седиментационных циклов разного порядка, в частности их границ, позволило уточнить в ряде случаев положе-

ние стратиграфических границ в отдельных разрезах, если они установлены по палеонтологическим критериям недостаточно точно или фиксированы только в одном из однотипных соседних разрезов, послойное сопоставление которых нетрудно по сходству строения разрезов. Это в первую очередь касается обеих границ райкюлаского горизонта и его подразделений.

I. В стратотике саардеской свиты в разрезе скв. Икла по Д. Кальо и П. Вингиссаару (1969) в райкюласком горизонте выделяется два с половиной седиментационного цикла: стурская пачка образует верхнюю регрессивную часть первого силурийского (юрусского) цикла, колкская (ремтская) и иклаская пачки вместе образуют второй цикл, а леммская (бывшая мергелевая) и стайцельская ("винтутаская") пачки — третий цикл. Видимо, из такого представления о взаимоотношениях ~~ихнеской~~ свиты и стурской пачки в едином цикле осадконакопления сложилось положение, что "райкюлаское время характеризуется продолжением регрессии" (Кальо, 1970). В виде кровли указанными авторами в верхний цикл была включена еще вышележащая пачка илисто-детритовых комковатых известняков (интервал 311,5–322,3 м), которая по положению выше существенного стратиграфического перерыва. Выяснилось, что по фациальному характеру отложений, а также по редким находкам *Pentamerus oblongus* и комплексу микробентоса этот интервал принадлежит к базальной части вышележащего макроцикла — к румбаской свите адавереского горизонта (Эйнасто и др., 1972; В. Нестор, 1976).

Прослеживание седиментационных циклов в разрезах по всему фациальному профилю показало, что отложения юрусского горизонта образуют во всех разрезах самостоятельный седиментационный цикл (см. Нестор, Кала, 1968), в кровле которого отложения

прибрежных фаций мигрируют далеко на юг до скв. Селисте (рис 48). От вышележащих выдержанных мерделей подошвы райкюлаского горизонта эти мергели разделены четко выраженной поверхностью перерыва до Хяэдемээсте. В разрезе Икла на этой границе признаков перерыва не наблюдается (видимо, в результате плохого выхода ^{керна} в этом интервале), но аналогично разрезу Хяэдемээсте смена от яркозеленовато-серых мелкокомковых глинистых известняков и мерделей ыхнеской свиты к доломитистым синевато-серым мергелям с единичными комками глинистого известняка установлена на глубине 499,0 м, т.е. 5 м ниже границы юрусского и райкюлаского горизонта по описанию П. Вингиссаара (см. Калъо, Вингиссаар, 1969). На указанной глубине происходит заметный перелом в направленности осадконакопления, что выражается в изменениях на этой границе циклов цвета, глинистости и плотности мерделей и, в частности, количества в них комков известняка. Ниже комки очень частые (соотношение известняка и мергеля 3:2), выше границы в интервале I м, они почти отсутствуют. Аналогичная, но менее четко выраженная смена происходит на глубине 494,0 м, что П. Вингиссааром принята границей горизонтов, так как выше этой границы комки известняка имеют микрокристаллическую структуру и желтоватый оттенок, сходно известнякам стурской пачки.

Таким образом, между тонкокристаллическими мелкокомковатыми глинистыми известняками ыхнеской свиты и скрытокристаллическими мелкокомковатыми известняками стурской пачки прослеживается интервал (5 м) зеленовато-серых мерделей с комками тонкокристаллического глинистого известняка, образующий слабо выраженный ассиметричный микроцикл простого строения с одинаково выраженными границами. Литологические признаки и поло-

жение в разрезе показывают, что границей более высокого порядка является нижняя граница этой переходной пачки. Рассматриваемый интервал образует базальную трансгрессивную часть стурского цикла и по возрасту соответствует в скв. Хяэдемээсте интервалу 383,7 – 387,5 м, т.е. сопоставляется грубо "валастескими мергелями" в разрезах матсалуского типа. (рис. 46)

Примечательно, что биостратиграфические данные, приведенные в статье Д. Кальо и П. Вингиссаара (1969) также говорят в пользу нижней границы: ниже глубины 500,0 м установлены редкие остатки граптолитов зоны *vesiculosus*, а выше рассматриваемой границы (499,0 м) встречаются представители зоны *cyphus*. Хитинозой по данным В. Нестор выше этой границы также имеют стурский облик.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что граница макроциклов в кровле юрусского горизонта, так четко выраженной в разрезах матсалуского и тыстамааского типов, прослеживается также в разрезах каблиского типа, в том числе в стратиграфическом разрезе саардеской свиты в скв. Икла и она синхронна с границей зон *vesiculosus* и *cyphus* граптолитовой шкалы.

2. Верхняя граница райксколаского горизонта является границей циклов крупного порядка (Кальо, 1970) и макролитологически выражена во всех разрезах фациального профиля до Стайцелю столь четко, что требует палеонтологического обоснования лишь в исключительных случаях (Эйнасто и др., 1972).

В разрезах средне-латвийского типа (Нитауре) аналогичной резкой смены отложений на той же границе не наблюдается, строение толщи лландоверийских отложений там существенно различаются от бортовых разрезов. Распространение граптолитов в скв. Нитауре не сплошное – прослеживаются пачки более карбонатных

отложений, в которых граптолиты не обнаружены. Поэтому точную глубину границы среднего и верхнего лландовери по граптолитам провести невозможно: самая верхняя находка граптолитов зоны *D. convolutus* 662,4 м, а первые находки граптолитов зоны *D. sedgwicki* 661,2 м. Четковывраженной регрессивной направленности в отложениях ниже указанного интервала не наблюдается, но на глубине 662,8 м прослеживается единственная во всем разрезе лландовери в скв. Нитауре четковывраженная пиритизированная поверхность перерыва. Учитывая, что на границе райкюлаского и адавереского горизонтов в разрезах тыстамааского и метсалууского типов установлен существенный стратиграфический перерыв, с которым связан и значительный размыв (судя по отсутствию прибрежных фаций верхней части райкюлаского горизонта в Западной Эстонии), наиболее вероятно предполагать, что единственная фиксированная поверхность перерыва в скв. Нитауре формировалась во время этого регионального перерыва. Литологически порода ниже и выше поверхности перерыва сходная, что указывает на кратковременность перерыва в этом районе. Не исключено, что последняя находка *D. convolutus* 0,4 м выше поверхности перерыва объяснима разной интерпретацией глубин в керне литологами и палеонтологами.

3. Границу нижнего и среднего лландовери в скв. Нитауре также по биостратиграфическим критериям невозможно провести с нужной точностью. В скв. Исла рассматриваемая граница по хитинозоям прослеживается несколько ниже, чем это было установлено по появлению граптолитов зоны *D. triangulatus* (Калльо, Вингиссаар, 1969) — не по подошве иклаской пачки, а внутри колаской пачки (рис. 45). Поскольку данная граница на основе корреляции по хитинозоям сопоставляется с четковывраженной

границей мезоциклов в разрезах тыстамааского типа (скв. Селисте 220,4 м, скв. Варбла 185,7 м), то следует считать доказанным, что граница мезоциклов прослеживается и в разрезах каблиского типа не по кровле афанитовых известняков стуриской пачки, а внутри более глинистой колкской пачки. Правильность такой корреляции подтверждается повышенной глинистостью илисто-детритовых известняков непосредственно ниже и выше границы мезоциклов во всех изученных разрезах тыстамааского типа. Порода весьма сходная с комковатыми известняками варбалаской свиты, относительная регрессивность которых по сравнению с афанитовыми известняками саардеской свиты доказывается частыми поверхностями перерыва, прослоями илисто-биоморфно-детритовых, сортированно-детритовых и обломочно-детритовых известняков, наличием сортированной слоистости и микроцикличности, резкими границами слоев.

В разрезах каблиского типа рассматриваемая граница прослеживается на основании хитинозой (рис. 45) немного выше (в скв. Икла 1,8 м) уровня смены волнистослоистых и комковатых текстур горизонтально-слоистыми, по кровле снизу первого наиболее мощного пропласта скрытокристаллического известняка (в скв. Икла 469,7 м, Хяэдемээсте, 337,2 м, см. рис. 46).

В скв. Нитауре волнисто-слоистые и комковатые текстуры сменяются горизонтально-слоистыми на границе саардеской и добельской свит на глубине 679,5 м, несколько выше которой также прослеживается самый мощный в добельской свите пропласт микрокристаллического известняка в интервале 678,30–678,85 м (рис. 46). Ниже глубины 676,2 м, где найдены остатки зоны *S. gregarius*, граптолитов не определено, хитинозой также изучены с большим интервалом проб, поэтому неизвестно, точно на

каком уровне прослеживается граница зон, но грубо это совпадает с границей мезоциклов и позволяет прослеживать границу нижнего и среднего лландовери по четко выраженной границе мезоциклов в скв. Кирикукола на глубине 52,4 м (рис. 46).

4. Аналогичная вышехарактеризованной смена мелкокомковатых коричневато-серых доломитов горизонтально-слоистыми зеленовато-серыми известняками происходит в скв. Нитауре на глубине 671,9 м, ниже которой по данным Д. Кальо, установлены граптолиты *G. gregarius*, (последний на глубине 674,0 м), а выше ее — граптолиты зоны *D. convolutus* (первый на глубине 670,0 м). Указанная граница циклов совпадает с верхней границей распространения *Coronochitina*, которая в скв. Икла прослеживается в середине леммеской пачки.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что в разрезах каблиского типа, где границы циклов литологически слабо выражены (поверхности перерыва отсутствуют, контакты пачек известняков и мергелей нечеткие; наблюдается постепенный переход от известняка в мергель как вниз, так и вверх) — они прослеживаются внутри пачек мергелей. Седиментационные циклы имеют симметричное строение; длительных перерывов внутри райкялаского макроцикла, по всей вероятности, не наблюдается.

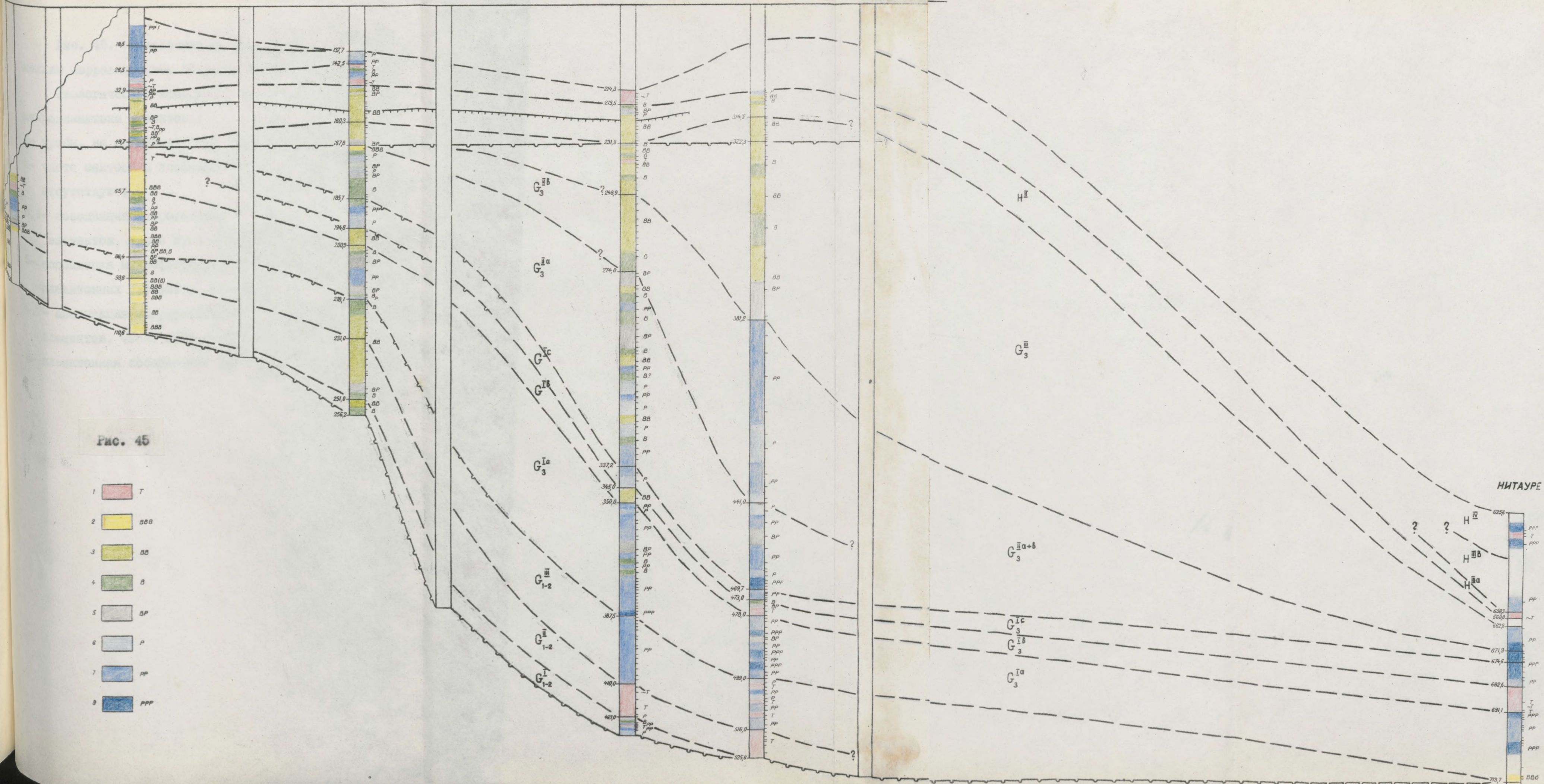
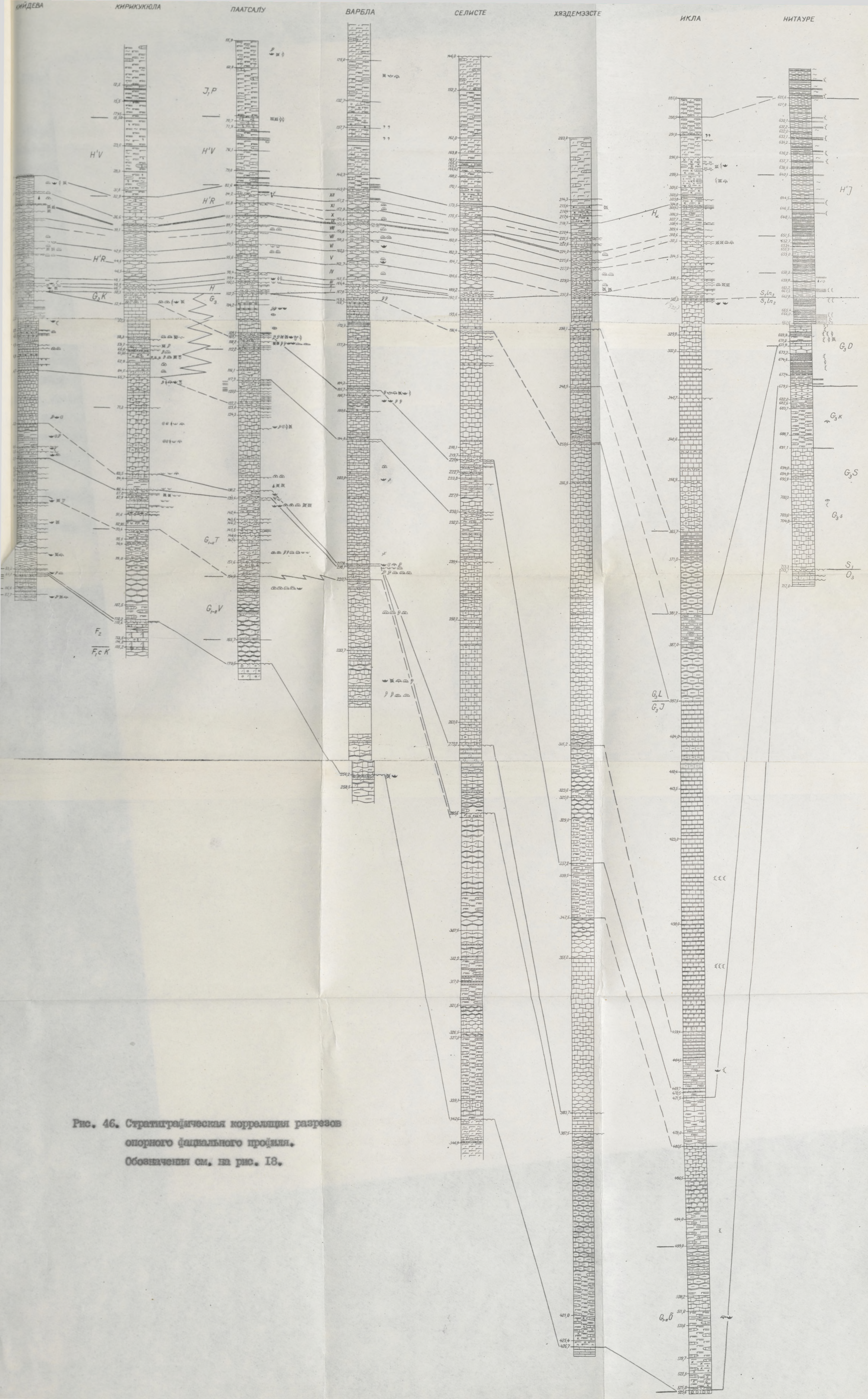


Рис. 45. Сопоставление разрезов опорного профиля по мелким корреляционным подразделениям хитиновой.

Экологические ассоциации на основании взаимоотношений микропланктона и бентоса:

- 1- пробы, не содержащие микрофоссилий;
- 2- чисто бентосная ассоциация, планктонные элементы отсутствуют;
- 3,4- ассоциация микрофоссилий с преобладанием бентосных элементов, число букв показывает степень преобладания;
- 5- ассоциация микрофоссилий, где количество бентосных и планктонных элементов в равновесии;
- 6,7- ассоциация микрофоссилий с преобладанием планктонных элементов, число букв показывает степень преобладания;
- 8- планктонная ассоциация, бентосные элементы отсутствуют.



Глава IV. ЛИТОФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЛАНДОВЕРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

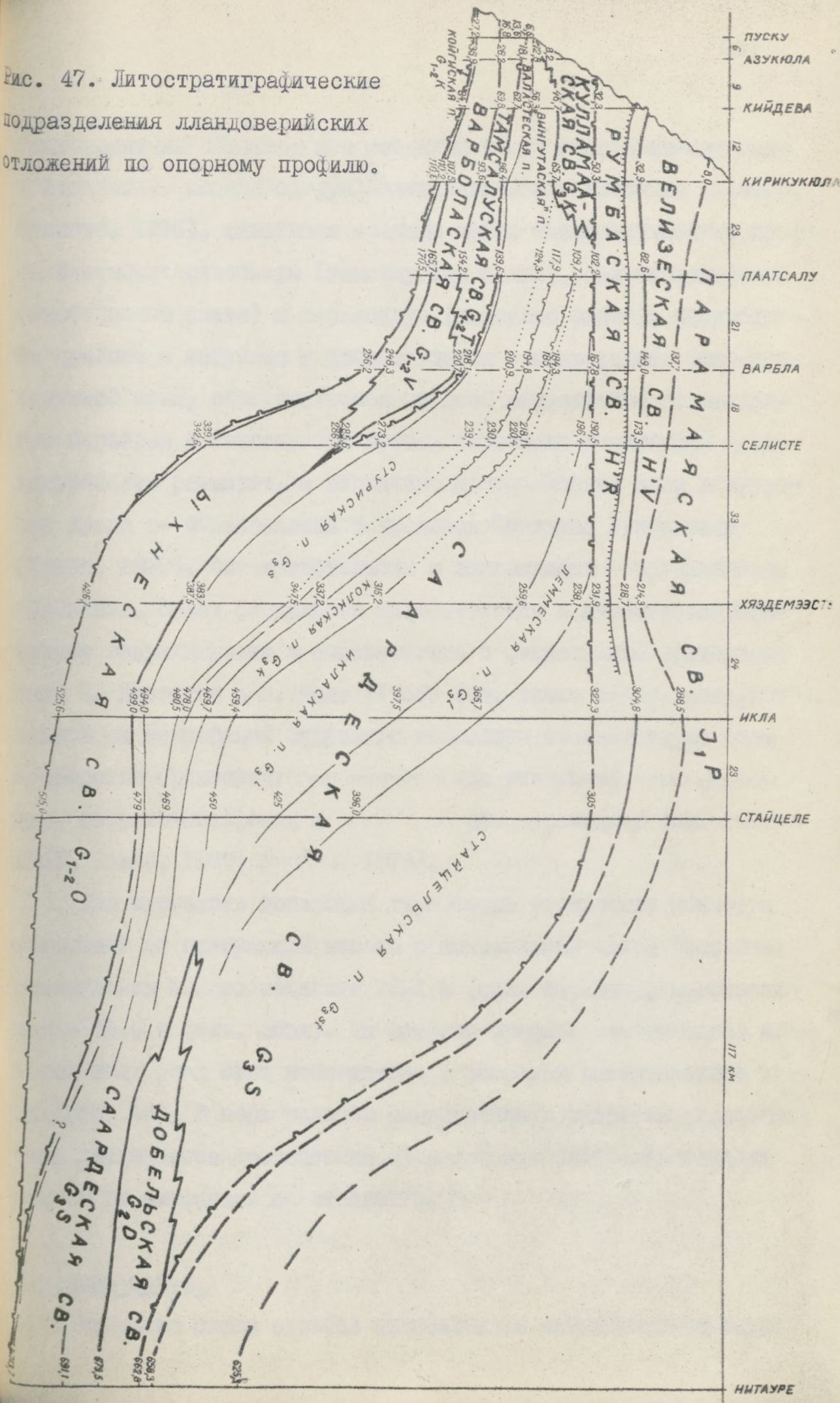
Литофациальную характеристику лландоверийских отложений по основному профилю целесообразно изложить по крупным литостратиграфическим подразделениям – свитам, так как последние выделены на основе макрофациальных критериев и представляют собой геологические тела, сложенные отложениями отдельных фациальных зон. Учитывая, что горизонты лландовери Эстонии в фиксированных в последнее время объемах (Аалоз, и др., 1976) отражают отдельные последовательные трансгрессивно-регрессивные этапы в развитии Палеобалтийского бассейна, латеральные фациальные изменения лландоверийских отложений Северной Прибалтики естественно рассматривать по горизонтам. Все эти седиментационные макроциклы по строению ассиметричны, но первые два – юрусский и райксюлаский – имеют внутреннюю регрессивную направленность в смене фаций, а последний – адавереский цикл – наоборот, трансгрессивную направленность (Нестор, Кала, 1968), Кальо, 1970; Нестор, 1972; Эйнасто и др. 1972).

Литостратиграфическое подразделение лландоверийских отложений по опорному профилю приведено на рис. 47.

IV. I. Юрусский горизонт (C_{I-2})

Отложения юрусского горизонта в Эстонии служили одним

Рис. 47. Литостратиграфические подразделения лlandoверийских отложений по опорному профилю.



благоприятным объектом для создания общей фациально-седиментологической модели силура Палеобалтийского бассейна (Нестор, Эйнасто, 1976), охватывая среднюю часть батиметрического профиля бассейна: отмельную (тамсалуская свита), открытошельфовую (варболаская свита) и переходную (ыхнеская свита). Отсутствуют крайние – лагунная и депрессионная – макрофации. Отложения лагунной зоны, образовавшиеся по всей вероятности за отмельным барьером в тамсалуское время, полностью уничтожены послесилурийским размывом, а отложения депрессионной зоны в юруское время не образовались в пределах Северной Прибалтики (Кальо, 1970). Оба представлены в вычележащем – райкиюласком горизонте. Общая фациальная интерпретация и литостратиграфическое подразделение в соответствии с фациальными критериями даны Х. Нестором и Э. Кала (1968) (см. также Кальо, ред., 1970). Каждой из макрофаций юруского горизонта соответствует свое сообщество брахиопод: *Pentamerus* для отмельной, *Stricklandia* для открыто-шельфовой и *Clorinda* для переходной (см. Ziegler, 1965, Кальо, 1970; Boucot, 1975).

Для юруского горизонта характерно увеличение мощности отложений от прибрежной полосы к центральной части бассейна: минимальная полная мощность 20,1 м (скв. Азукюла), максимальная – 61,6 м (скв. Абъя). На опорном профиле максимальная мощность всех трех свит наблюдается в разрезах тыстамааского типа (рис. 48). В вертикальном направлении в разрезах указанного типа наблюдается постепенная смена ко все более мелководным фациям от склоновой до отмельной.

ыхнеская свита

ыхнеская свита сложена относительно однообразными терри-

генно-карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями, которым характерна илистая структура и мелкокомковатая текстура. В нижней части свиты расположены в основном известковые и глинистые мергели с нечеткими мелкими комками микрокристаллического глинистого известняка, переходящие вверх постепенно в тонкокристаллические комковатые глинистые известняки. Соотношение известняка и мергеля изменяется постепенно от 1:2 1:1 3:2 2:1 до 3:1. Поверхности перерыва и резкие контакты разных пород в пределах свиты не наблюдаются. Детрит почти не встречается, фауна однообразная, как по групповому, так и по видовому составу. Рассеянно встречаются тонкораковинные брахиоподы из сообщества *clorinda*. Кораллы и строматопороидеи практически отсутствуют. Трилобиты, остракоды также малочисленны (подробнее см. Нестор, Кала, 1968; Кальо, ред., 1970).

Максимальные мощности ыхнеской свиты по Х. Нестору и Э. Кала (1968) характерны разрезам центральной части Южно-Эстонского прогиба (Абья - 61,6 м, Кариярве - 55,3 м и Лаэва - 59,5 м), где весь юрусский горизонт представлен отложениями ыхнеской свиты. К северу ее мощность уменьшается благодаря замещению ее верхней части варболаской свитой, а к югу и юго-западу мощность быстро уменьшается до полного выклинивания в Западной Латвии и Восточной Литве.

Всему разрезу ыхнеской свиты характерно постепенное уменьшение снизу вверх глинистости и увеличения карбонатности. Глинистые мергели с редкими комками глинистого известняка в нижней части свиты сменяются вверх известковыми мергелями с частыми более четкими комками и те, переходят в свою очередь в мелко-комковатые илистые глинистые известняки. Последние становятся все более карбонатными, содержат рассеянный детрит, и

постепенно переходят в илисто-детритовые комковатые известняки варболаской свиты (Нестор, Кальо, 1968).

Аналогичные изменения в составе пород наблюдаются в горизонтальном направлении от центральной части Южно-Эстонского прогиба к северу, т.е. в сторону мелководной зоны бассейна.

В пределах ихнеской свиты наблюдается нерезко выраженное микроциклическое чередование мергелей и комковатых известняков с регрессивной направленностью.

В нижней части свиты в осевой полосе Южно-Эстонского прогиба нижняя часть микроциклов сложена глинистыми мергелями без комков известняка, а верхняя их часть — известковыми мергелями с комками микрокристаллического глинистого известняка или мелкокомковатыми глинистыми известняками (соотношение известняка и мергеля от 1:2 до 1:1). В верхней части свиты и в ее периферии микроциклы более карбонатны — в нижней части их мергели известковые с комками известняка, а в верхней части прослеживаются среднекомковатые известняки (соотношение известняка и мергеля 2:1 до 3:1) с редким рассеянным раковинным детритом. Границы циклов нерезкие, без признаков перерыва, мощность их колеблется от 0,3 до 2-3 м. Наиболее четко микроциклическость развита на востоке Южно-Эстонского прогиба (скв. Эльва, Пылтсамаа и др.).

На относительную глубоководность образования карбонатно-глинистых осадков ихнеской свиты указывает с одной стороны наличие признаков удаленно-тиховодных условий: однородность строения, илистая структура пород, горизонтальная слоистость, постепенные переходы между отдельными разновидностями пород, скудная редкая фауна из ассоциации сообщества *Clorinda* и др., с другой стороны отсутствие признаков явного мелководья: зер-

нистого материала в заметных количествах, текстурных и экологических признаков подвижности воды — поверхностей перерыва, знаков ряби, косой или косоволнистой слоистости, обломочного, сгусткового и оолитового зернистого материала, послойной сортированности осадочного материала, резких контактов между слоями разнотипных пород, обильной коралловой фауны, водорослевых образований, органогенных построек.

Варболаская свита

Х. Нетором и Э. Кала (1968) в варболаскую свиту объединены чередующиеся илисто-детритовые известняки и мергели юрусского горизонта с характерной комковой текстурой и частыми маломощными (< 20 см) прослоями чистых зернистых известняков (обломочно-биоморфно-детритовых и сгустковых), пиритизированными поверхностями перерыва и обильными остатками разных групп раковинной фауны. Для варболаской свиты характерно брахиоподовое сообщество *stricklandia* с соответствующей богатой ассоциацией самих брахиопод, кораллов-строматопорат, остракод, криноидей и др. групп. По общей фациальной модели породы варболаской свиты представляют типичные отложения открытого шельфа, формирующиеся в субтурбулентных условиях ниже волнового базиса (иловой линии).

Нижняя граница варболаской свиты в разрезах матсалуского типа совпадает с нижней границей юрусского горизонта между зернистыми известняками поркуниского горизонта и вышележащими скрытокристаллическими известняками койтиской пачки. На этой площади нижняя граница варболаской свиты грубо синхронная. В переходной полосе в Южно-Эстонский прогиб граница с ихнеской

свитой метахронная и условная — при постепенном переходе чередующихся илистых глинистых и илисто-мелкодетритовых более чистых известняков граница проводится на уровне, где в разрезе по мощности начинают преобладать илисто-детритовые известняки. По горизонтали в южном направлении происходит аналогичный постепенный переход в ыхнескую свиту.

Верхняя граница с отдельными отложениями тамсалуской свиты в разрезах матсалуского типа синхронная; южнее эта граница скользящая во времени до верхней границы юрусского горизонта (Нестор, Кана, 1968).

Таким образом, в разрезах матсалуского типа варболаская свита образует нижнюю половину юрусского горизонта, где залегает трансгрессивно с перерывом на разнофациальных мелководных отложениях поркуниского горизонта верхнего ордовика и покрывается согласно с отдельными отложениями тамсалуской свиты, имеет грубо синхронные границы, а при переходе в Южно-Эстонский прогиб она охватывает верхнюю часть юрусского горизонта со скользящими границами, залегаясь согласно на более глубоководных глинисто-карбонатных отложениях ыхнеской свиты и покрывается с перерывом илистыми карбонатными отложениями саардеской свиты райкюлаского горизонта (рис. 48).

В пределах варболаской свиты снизу вверх и с юга на север (в сторону берега бассейна) наблюдается постепенное уменьшение содержания терригенного компонента и соответствующее увеличение содержания карбонатности. Эти изменения четко выражены с одной стороны в комковатых текстурах (в изменениях соотношения мощностей комков и прослоев мергеля), с другой стороны в количественных соотношениях отдельных структурных компонентов в осадках. Неясно-мелкокомковатые текстуры (соотношение извест-

няка и мергеля 1:1) в нижней южной части свиты ("мартанаские" слои) вверх сменяются через переходные разновидности неправильно-средне-полужомковатыми текстурами (соотношение известняка и мергеля до 5:1) в верхней северной части свиты (пургаские слои). В этом же направлении микрокристаллические глинистые известняки с рассеянным мелким детритом замещаются тонкокристаллическими несортированно-илисто-детритовыми и обломочно-биоморфно-детритовыми известняками, где смешанно встречаются зернистые компоненты разного генезиса — обломочный, скелетный, сгустковый. Одновременно с вышеуказанными изменениями в верхней части свиты все чаще появляются прослои чистых сортированных зернистых известняков без илистой основной массы; прослеживаются поверхности перерыва, чаще неровные неоглаженные (см. Эйнасто, 1964). Мощность этих детритовых прослоев в разрезе снизу вверх увеличивается от 1-2 см до 10-15 см, и в переходной части таммикуской пачки (бореалисовой банки) эти прослои по мощности начинают преобладать над жомковатыми илисто-детритовыми известняками, что обозначает постепенный переход в тамсалускую свиту.

Рассматриваемые изменения происходили в разрезе циклично с той же регрессивной последовательностью. Отдельные циклы мощностью от 0,3 до 2-3 м имеют простое строение. Нижняя часть этих микроциклов сложена более глинистой илисто-детритовой породой, верхняя часть — более карбонатной породой с повышенным содержанием зернистого компонента. Циклы часто заканчиваются прослоем зернистого известняка, в котором обычно преобладает то детритовый, то обломочный, то сгустковый компонент. Границы микроциклов обычно резкие, маркированы поверхностью перерыва. Латерально эти микроциклы не выдержаны, их не удастся макроско-

тически сопоставить часто даже в соседних разрезах буровых скважин.

При переходе в ыхнескую свиту прослой зернистых известняков и поверхности перерыва выклиниваются, обломочный и ступенчатый компоненты постепенно исчезают, остается только местный раковинный материал. Строение микроциклов становится более симметричным, границы — менее четкими.

Сопоставляя микроциклы варболаской и ыхнеской свит становится очевидным, что прослой зернистого известняка в кровле циклов варболаской свиты замещаются микрокристаллическими мелкокомковатыми известняками в кровле циклов в ыхнеской свите.

Илисто-детритовые комковатые известняки образовались в субтурбулентных условиях открытого шельфа, на что указывает смешанность и несортированность зернистого, илисто-карбонатного и терригенного компонентов, залегание колоний массивных кораллов и строматопорат в основном в прижизненном положении. Как показывают исследования соответствующих фаций в ордовике (Пылма, 1973), господствующую роль в образовании детрита играет жизнедеятельность отдельных групп организмов, в частности сверлящих водорослей.

Наличие по всему разрезу рассеянной гальки до 1 см в диаметре (обычно пиритизированного) указывает на близость зоны волнения, где разрушался заранее сформированный и частично затвердевавший осадок. Непосредственное соседство с отмельной зоной доказывается также частыми прослоями разных зернистых известняков и поверхностей перерыва, явления сортированной слоистости в микроциклах, очень разнообразная бентосная фауна сообщества *Stricklandia*.

Тамсалуская свита

В современном понимании тамсалуская свита выделена Х. Нестором и Э. Кала (1968), которые включили в свиту, кроме мелководных чистых карбонатных отложений бывшего тамсалуского горизонта (бореалисовая банка, хиллестеский биогермный комплекс), также фациально близкие вышележащие отложения каринуской пачки райкюлаского горизонта до подошвы "валастеских" слоев. Последние служат хорошим маркирующим пластом на огромной площади в западной и средней Эстонии ниже афанитовых известняков стуриской пачки, имеющих повсеместное распространение в Прибалтике, и отражают начало новой трансгрессии. Следовательно, тамсалуская свита охватывает все литологически разнообразные чистые карбонатные отложения отдельной макрофаии в юруское время до начала райкюлаской трансгрессии. Она залегает повсеместно на комковатых известняках варболаской свиты и покрывается мергелями валастеской пачки. Максимальные мощности свиты наблюдаются в разрезах тыстамааского типа (Паатсалу 13,8, Кынну - 25,9 м, Кяру - 24,6 м); южнее замещается варболаской свитой. Только в верхах юруского горизонта прослеживается маломощный пласт детритовых известняков с пентамеридами в южном направлении до Селисте (рис. 48), который по фациальным критериям включен в тамсалускую свиту.

Нижняя граница тамсалуской свиты относительно резкая и грубо синхронная лишь на северо-востоке, на площади распространения бореалисовой банки (таммикуской пачки). К западу и югу от последней эта граница становится нечеткой и явно метасинхронной. Наблюдается постепенный переход от комковатых илисто-детритовых известняков к слоистым биоморфно-детритовым из-

вестнякам в виде многократного микроциклического чередования этих типов пород. Граница проведена условно на уровне, где вверх по мощности начинают преобладать чистые зернистые известняки. Обычно на этом уровне появляется и *Pentamerus borealis*, но не строго в разрезе каждой скважины.

По данным А. Лалоз и Х. Нестора (1976) в районе п-ва Ридала сортированно-детритовые известняки начинают преобладать в разрезе 3-4 м ниже уровня появления *Pentamerus borealis*.

Верхняя граница тамсалуской свиты везде резкая, является границей макроциклов и по всей вероятности синхронная, хотя не исключено, что в более южных разрезах в кровле свиты прослеживаются слои, которые в районе выходов отсутствуют (размыты). Эта граница маркирована четковывраженной поверхностью перерыва, на которой происходит резкая смена зернистых известняков горизонтально-слоистыми мергелями и глинистыми известняками валастеской пачки.

Тамсалуская свита имеет как вертикально, так и по латерали сложное строение. Прослеживается цикличность разного порядка и резковывраженные фациальные замещения.

Четковывраженная граница седиментационных циклов разделяет тамсалускую свиту на две части: ниже залегает бореалисовая банка (Средняя и Восточная Эстония) и Ридалаский биогермный комплекс в районе Хаапсалу, а выше границы — каринуская и хиллистеская пачки (Лалоз, Нестор, 1976). Пространственные взаимоотношения этих литостратиграфических подразделений по данным указанных авторов более сложные, чем это показано на общей схеме стратиграфического подразделения юруского горизонта (Нестор, Кала, 1968, рис. 5; Кальо, 1970, рис. 55). По данным А. Лалоз (1958). Пентамулусовая банка в районе мак-

симальных мощностей у Тамсалу сложена почти только из створок и их детрита, сцементированных чистым *Pentamerus borealis* кальцитом, что указывает на образование в постоянно подвижных условиях. Илистый компонент полностью из зернистого осадка вымыт. В периферийной части банки к югу и западу вместе с зернистым материалом осаждался также илистый глинисто-карбонатный материал, который дальше по латерали начинает преобладать в полосе перехода от таммикуской пачки в варболаскую свиту. В районе о. Хийумаа и п-ова Ридала нижняя часть тамсалуской свиты сложена циклично чередующимися сортированно-крупнодетритовыми известняками и мелкодетритово-сгустковыми известняками, с градационной слоистостью, включающими на ограниченной площади у Хаапсалу мелкие биогермы (Аалое, Нестор, 1976). Размеры последних столь незначительны, и общая мощность ридалаской пачки с биогермами такая небольшая, что эти биогермы не образовали барьера в бассейне. Отложения в сторону бассейна и в сторону берега от полосы биогермов заметно не отличаются.

Нижняя часть каринуской пачки в Западной Эстонии сложена илисто-мелкодетритовыми комковатыми и полукомковатыми известняками открытого шельфа и по фациальным критериям правильнее включить в варболаскую свиту, как "язык" отложений открытого шельфа новой трансгрессии, залегающий между отдельными отложениями. Для ранга пачки эти слишком разнофациальные отложения в данном объеме охватывают весь седиментационный цикл с более менее синхронными границами, поэтому их правильнее называть слоями. В восточном направлении в каринуских слоях увеличивается содержание зернистого, в частности биоморфного и детритового материала, уменьшается количество илистого карбонатного и глинистого компонентов. Соответственно уменьшается мощность слоев. В пределах Западной

Эстонии каринуские слои сложены в основном биогермным комплексом хиллистеской пачки. Строение этого комплекса более сложное в результате наличия обломочно-детритового шлейфа на подводном склоне, обращенном к открытому морю. Здесь важно подчеркнуть, что хиллистеский биогермный комплекс в сторону бассейна по данным А. Аалоз и Х. Нестор (1976) полностью выклинивается (зона нулевой седиментации).

IV. 2. Райкюлааский горизонт (G₂)

Отложения райкюлааского горизонта в Северной Прибалтике отличаются от отложений ниже- и вышележащих горизонтов большей карбонатностью, широким распространением илистых афанитовых известняков южнее полосы выходов (саардеская свита), наибольшей фациальной амплитудой, начиная от граптолитовых аргиллитов деперссивинной зоны в Центральной Латвии (добельская свита) до седиментационных глинистых доломитов лагунной зоны в районе выходов в Средней Эстонии. Последние не образуют мощного монофациального геологического тела, а прослеживаются выдержанными на десятки километров пластами в кровлях седиментационных циклов между чистыми зернистыми известняками (обычно вторично доломитизированными) отмельной зоны (кулламааская свита). Весьма ограниченно распространены илисто-детритовые комковатые глинистые известняки варболааского типа и илистые мергели с комками микрокристаллического известняка ихнеского типа; с другой стороны наиболее широкое в разрезе всего ордовика и силура Прибалтики распространение чистых илистых скрытокристаллических известняков (саардеская свита). Последние в юруском и адавереском горизонтах прослеживаются лишь маломощными прослоями (20-60 см) в кровле микроциклов.

Латерально афанитовые известняки в сторону берега замещаются чистыми зернистыми известняками со сгустковой структурой (в районе Энзе-Кулламаа), а в сторону глубокого моря непосредственно переходят в граптолитовые аргиллиты (рис. 48). Следовательно, афанитовые известняки занимают на общем фациальном профиле место двух макрофаций и накопились в зонах открытого шельфа и пологого материкового склона.

В отличие от юрусского горизонта, полоса максимальных мощностей располагается в разрезах каблиского типа (рис. 48). В северном и в южном направлениях от этого района мощность райкюлаского горизонта постепенно уменьшается: к барату бассейна в основном за счет стратиграфического перерыва в среднем лландовери (В. Нестор, 1976), а в глубь бассейна это объясняется небольшой скоростью осадконакопления (некомпенсированное прогибание).

С точки зрения фациальной специфики лландоверийских отложений Прибалтики наибольший интерес представляют отложения саардеской свиты.

Саардеская свита

В саардескую свиту объединены все илистые карбонатные и глинисто-карбонатные отложения райкюлаского горизонта открытошельфовой и склоновой фациальных зон. В Южной и Юго-Западной Эстонии (разрезы тыстамааского и каблиского типов) саардеская свита охватывает весь райкюлаский горизонт, а в полосе выходов (матсалуский тип разрезов) и в Средней Латвии образует только нижнюю (трансгрессивную) часть горизонта. В верхней части свиты по всему фациальному профилю и в переходной полосе к куламааской свите (тыстамааский тип разрезов) прослеживаются частые прослой зернистых (обломочно-биоморфно-детритовых, сортированно-детритовых) и илисто-зернистых (илисто-биоморфных, илисто-детритовых) известняков и четко выраженные поверхности перерыва. В переходной полосе к средне-латвийскому типу разрезов в средней части свиты прослеживаются прослой темносерых граптолитовых аргиллитов (иклаская пачка).

Мощность свиты максимальна в разрезах каблиского типа — наибольшая мощность зарегистрирована в стратотипе свиты в скв.

Икла - 176,7 м (интервал 322,3-499,0 м). Учитывая резкое увеличение мощности верхней -стайцельской - пачки в скв. Стайцелле (рис. 48) можно предполагать, что стратиграфический объем свиты южнее Иклы еще несколько увеличивается за счет уменьшения длительности перерыва на верхней границе горизонта.

По стандартной граптолитовой шкале стратиграфический объем саардеской свиты в стратотипе грубо соответствует зонам от *Coronograptus curvus* до *Demirastrites convolutus* (Калъо, Вингиссаар, 1969; Калъо, 1970; Нестор, 1972; Аалоз и др., 1976). К северу (к берегу) от стратотипа объем и мощность свиты постепенно уменьшается путем последовательного выклинивания ее верхней части (В. Нестор, 1976, см. III глава).

В стратотипическом разрезе скв. Икла саардеская свита подразделена Д. Калъо и П. Вингиссааром (1969) снизу вверх на следующие пачки: 1) стурискя (скрытокристаллические комковатые известняки), 2) колксая (бывшая рейтская) (глинистые и известковые мергели с комками глинистого известняка, частично красноватые в разрезах Средней Латвии), 3) иклаская (горизонтально-слоистые скрытокристаллические известняки с прослоями коричневатого-серого глинистого мергеля включающими частые граптолиты), 4) леммская (бывшая мергелевая) (глинистые и известковые мергели с комками глинистого известняка), 5) стайцельская (по Д. Калъо и П. Вингиссаару, 1969 - вингутаская) (скрытокристаллические комковатые известняки).

Учитывая, что в подошве саардеской свиты между разнофациальными отложениями верхов юрусского горизонта (в разрезах матсалуского и тыстамааского типов - детритовые известняки тамсаалуской свиты, а в разрезах каблского типа илистые глинистые известняки ыхнеской свиты) и афанитовыми известняками

стуриской пачки по всему фациальному профилю прослеживается пачка мергелей, обозначая начало трансгрессии райкюлаского времени, мы предлагаем ее выделить в качестве самостоятельной литографической единицы, равной по рангу другим подразделениям саардеской свиты. Учитывая синхронность стуриской пачки на всей площади ее распространения на основании корреляции по хитинозоям (В. Нестор, 1976), по возрасту эти мергели соответствуют "валастеским мергелям" (Rosenstein, 1940) северо-восточной части выходов райкюлаского горизонта и рассматриваемую пачку мергелей следует называть валастеской пачкой.

В разрезах матсалуского типа мергели валастеской пачки изменчиво-доломитовые, горизонтально-микрослойчатые и содержат прерывистые прослои и линзы тонкокристаллического доломитистого известняка, редко также прослои биоморфно-детритовых сортированно-мелкодетритовых и илисто-биоморфно-детритовых известняков. Эти признаки указывают на накопление валастеских мергелей в районе выходов в прибрежных тихоходных условиях с временным усилением подвижности воды (зернистые прослои) и принадлежность этих отложений к лагунной макрофации. Южнее Варбла рассматриваемые мергели имеют признаки склоновой макрофации и по внешнему облику близки породам ыхнеской свиты. Переход вверх в стурискую пачку везде постепенный. Лишь в скв. Селисте и Хяэдемээсте на границе прослеживается поверхность перерыва. Поэтому их ранее в Южной Эстонии обычно включили в юруский горизонт (Кальо, Вингиссаар, 1969).

Верхняя часть саардеской свиты, начиная с нижней границы иклаской пачки, переходит в добельскую свиту путем последовательного уменьшения слоев известняка и увеличения чередующихся с первыми слоев глинистого мергеля.

В вертикальном разрезе саардеской свиты в разрезах каблиского типа (где свита стратиграфически наиболее полная) три раза циклично чередуются внутренне неоднородные пачки мергеля (валастеская, колкская, леммеская) и чистого микро- и скрытокристаллического известняка (стуриская, иклаская, стайцелеская).

Биостратиграфическая корреляция (см. III гл.) позволяет всю сложно построенную среднюю часть саардеской свиты в разрезах тыстамааского типа сопоставить только колкской пачке в разрезах каблиского типа (рис. 46). В разрезах тыстамааского типа в колкской пачке прослеживаются частые прослои илисто-детритовых, обломочно-детритовых, сортированно-детритовых и сгусковых известняков и частые поверхности перерыва. В верхах и в низах мезоциклов известняки глинистые, несортированно-илисто-детритовые варболаского типа. Наблюдается микроцикличность, сходная с таковой в варболаской свите. Нижняя часть микроциклов сложена илисто-детритовым известняком, средняя часть — илистым известняком, а верхняя часть снова илисто-детритовым известняком с прослоем сортированно-мелкодетритового известняка в кровле микроцикла непосредственно ниже резковыраженной поверхности перерыва на границе циклов.

Таким образом, глинистые пачки в саардеской свите регрессивные части циклов, а чистые афанитовые известняки образуют трансгрессивную часть циклов. Экологический состав кислотоустойчивой микрофауны подтверждает этот вывод (рис. 45).

В кровле саардеской свиты во всех разрезах независимо от возраста (в скв. Икла стайцельская пачка, а в скв. Варбла и Паатсалу — иклаская пачка) прослеживаются частые прослои зернистых (обломочно-детритовых, биоморфно-детритовых, мелкодетритово-сгустковых) известняков и поверхности перерыва. Они все

похожи друг на друга и раньше считались грубо разновозрастными, тем более, что они залегают непосредственно ниже верхней границы горизонта (Кальо, 1970).

Из латеральных фациальных изменений наиболее существенным является переход от разрезов тыстамааского типа к разрезам каблиского типа между скв. Селисте и Хяэдемээсте. Происходит исчезновение признаков мелководности: выклиниваются прослой зернистых известняков, поверхности перерыва, контакты слоев становятся нечеткими, увеличивается глинистость. С точки зрения динамического фактора существенно отличить смену волнистослоистых и комковатых текстур горизонтальнослоистыми на границе нижнего и среднего лландовери. Это указывает на смену субтурбулентных условий тиховодными на границе мезоциклов и трансгрессивность нижней части среднего лландовери. Афанитовые известняки иклаской пачки более глубоководные, чем сходные известнякам стуриской и стайцельской пачек.

Добельская свита

В стратотипе добельская свита сложена темносерыми граптолитовыми аргиллитами с несколькими прослоями темносерого глинистого известняка, охватывающими зоны от *Demirastrites triangulatus* до *Monograptus sedgwicki* включительно (Ульст, 1973).

В исследованной нами разрезе Нитауре мы рассматриваем добельскую свиту в меньшем объеме — без верхнелландоверийских отложений с *M. sedgwicki*. В нижней и верхней частях свиты она сложена типичными битуминозными граптолитовыми аргиллитами, в средней части разными илистыми глинистыми комковатыми из-

вестняками почти без органических остатков.

Границы свиты относительно четкие. Нижняя граница прослеживается по ясно выраженной границе циклов — по кромке комковатого глинистого известняка на глубине 679,5 м (рис. 46), а верхнюю границу предлагаем провести по единственной в разрезе всего лландовери поверхности перерыва на глубине 662,8 м. Хотя на глубине 662,4 м установлен последний *Demirastrites convolutus* (глубина может быть неточной из-за намаркированности керна), наиболее логично, что единственная поверхность перерыва сопоставляется именно с поверхностью размыва, отмечающей перерыв в течение всего среднего лландовери на севере.

Строение добельской свиты в скв. Нитауре относительно простое — по всему разрезу чередуются горизонтально-слоистые аргиллиты, глины и мергели с илистыми глинистыми известняками. Закономерных направленных изменений не наблюдается. Из латеральных изменений в свите можно отметить постепенное уменьшение роли известняков и общей карбонатности, а также мощности отложений в юго-западном направлении. Переход в саардескую свиту происходит путем чередования аргиллита и известняка, причем роль последнего увеличивается за счет уменьшения первого. Отложения добельской свиты образовались в условиях явной некомпенсированности прогибания, слабым привносом терригенного и карбонатного материала. Отсутствие бентоса есть еще одно доказательство глубоководности рассматриваемых отложений.

Кулламааская свита

В современной стратиграфической схеме силура Эстонии (Аалое и др. 1976.) в кулламааскую свиту включены все разно-

образные отшельно-лагунные карбонатные отложения райкюлаского горизонта. Ее распространение ограничивается разрезами матсалуского типа. С саардеской свитой критерием границы является преобладание в разрезе чистозернистых пород над илестыми или илесто-зернистыми.

В стратотипическом районе у Кулламаа в рассматриваемую свиту включены мелкозернистые (сгустковые) доломитистые известняки, залегающие непосредственно выше валастеской пачки, т.е. стратиграфические аналоги стуриской пачки. Южнее она везде согласно залегает на афанитовых известняках саардеской свиты стуриского возраста. Она покрывается илесто-детритовыми полукомковатыми известняками румбаской свиты адавереского горизонта. На основе корреляции по хитинозоям, кулламааская свита грубо одновозрастна с колкской пачкой, следовательно соответствует лишь граптолитовой зоной *Coronograptus cyphus*. По-слойно проследить фациальный переход в саардескую свиту до сих пор никому не удалось. В восточном направлении происходит увеличение стратиграфического объема за счет уменьшения длительности перерыва.

Строение кулламааской свиты сложное, латеральная изменчивость большая. Наблюдается цикличность разного порядка, сортированная слоистость. Бросается в глаза обилие фауны, разнообразного группового состава.

В матсалуском районе в строении кулламааской свиты можно отличить некоторые общие во всех разрезах. Снизу вверх от афанитовых известняков саардеской свиты увеличивается частота и мощность прослоев несортированных обломочно-детритовых и биоморфно-детритовых известняков внутри афанитового известняка. На этой пачке чередующихся слоев с резкой границей без призна-

ков перерыва залегает пачка хорошо сортированного мелкодетритового (до сгусткового) известняка с косоволнистой микрослоистостью. Мощность этой базальной пачки увеличивается в северном направлении и по всей вероятности имеет скользящую во времени нижнюю границу, поскольку соответственно уменьшается мощность нижележащего афанитового известняка. Снизу вверх крупность сортированного детрита увеличивается — в кровле пачки залегают конгломераты и крупные детритовые известняки. Рассматриваемую пачку следует называть Пускусой, хотя Э. Юргенсон (1966) в разных разрезах этим названием называла также нижележащие валестеские меррели и даже детритовые известняки каринуского возраста. Пускусая пачка имеет типично регрессивную направленность от илистых осадков открытого шельфа к сортированно-зернистым зоны волнения.

Выше пускусой пачки залегает пачка ритмично чередующихся слоев обломочных, несортированно-детритовых и скрытокристаллических известняков. Следует илистый микрослойчатый известковый доломит явно лагунного происхождения, который прослеживается как маркирующий границу циклов на большой площади от Марьямаа до Кирикукола, но в скв. Виртсу уже отсутствует. По косвенным признакам кровлю этой лагунной пачки можно сопоставить с кровлей среднего цикла в разрезах тыстамааского типа (в скв. Паатсалу 109,7, Варбла 185,7, Селисте 220,4 м), т.е. грубо границей нижнего и среднего лландовери. Выше этой границы залегают коралловые известняки, включающие, вероятно и биогермы, в кровле кулламааской пачки в каждом разрезе наблюдается разный тип породы, что говорит о большой фациальной пестроте.

IV. 3. Адавереский горизонт (Н)

Отложения адавереского горизонта (верхнего лландовери) залегают трансгрессивно и в пределах Эстонии также с существенным стратиграфическим перерывом (его длительность в районе выходов охватывает весь средний лландовери см. В. Нестор, 1976) на разнофациальные и разновозрастные чистые карбонатные отложения райкюлаского горизонта. Они отличаются большой выдержанностью мощности и литологических признаков (Эйнасто и др., 1972). В отличие от нижележащих горизонтов, отложения адавереского горизонта на рассматриваемом профиле представлены только открытоморскими макрофациями: открытого-шельфовыми на протяжении всего профиля от Кийдева до Стайцелле в нижней части горизонта (румбаская свита), склоновой на этой же территории в верхней части горизонта (велизеская свита) и депрессионной в Нитауре (юрмальская свита). Стратиграфически и фациально адавереский горизонт несравнимо более простой, чем райкюлааский. Сложных интервалов, которых не удастся сопоставить с соседними разрезами, в этом горизонте нет.

Восточнее Тори — в районах Вяндра — Пытсамаа распространены также вторично доломитизированные пентамеровые "известняки" зона отмелей с остатками типичной раковинной ассоциации фауны. Но поскольку они нигде не преобладают над илисто-детритовыми известняками, в самостоятельную свиту не выделены.

Румбаская свита

В последнее время в румбаскую свиту включены все карбонатные отложения адавереского горизонта в его нижней части

(Аалоз и др., 1976). В ходе обработки кернового материала скважин по этой теме, доказана выдержанность мощности, литологических признаков и ассоциации фауны румбаской свиты, а также синхронность обеих ее границ на всей исследуемой территории (Эйнасто и др., 1972). На фациальном профиле румбаская пачка сложена типичными илисто-мелкодетритовыми комковатыми известняками внешней (глубокой) части открытого шельфа с более или менее четко выраженной микроциклическостью (всего 12 микроциклов, см. Эйнасто и др., 1972). Встречаются частые строматопориты ^{брахиоподы} из ассоциаций *pentamerus oblongus* в отдельных уровнях (Калъо, 1970). Румбаской свите грубо соответствуют отложения зоны *monograptus sedgwicki* (Нестор, 1972).

Границы румбаской пачки четко выражены как литологически, так и палеонтологически. Нижняя граница везде маркирована ясно выраженной поверхностью перерыва, отмечающей в большинстве разрезов стратиграфический перерыв, как уже неоднократно отмечено на этой границе разнофациальные чистые карбонатные отложения (зернистые в пределах кулламааской свиты, илистые в саардеской) сменяются илисто-детритовыми однообразными глинистыми, что в разрезах легко макроскопически улавливается. Грубо на уровне границы среднего и верхнего лландовери прослеживается единственная (часто по всему лландовери) четкая поверхность перерыва даже в скв. Охесааре (375,6 м), Нитауре (662,8 м). Наиболее логично предполагать, что она синхронна с поверхностями перерыва на этой границе в более северных разрезах с возрастающим стратиграфическим перерывом. Доказать такую одновозрастность еще не удастся. Данная граница является границей циклов ^{он} более крупного порядка ранне-среднелландоверийского и верхнелландоверийского венлокского. Этот (Калъо,

1970). Насколько этот перерыв был континентальный еще трудно судить, но по длительности он вероятно не меньше перерыва на границе ордовика и силура.

Верхняя граница также на протяжении всего профиля синхронная, но признаков перерыва в большинстве разрезов не наблюдается. Имеется постепенный переход в интервале 10-15 см, в пределах которого резко возрастает глинистость, убывает содержание детрита, настолько позволяя судить одинаковые мощности маломощных микроциклов в румбаской свите некоторые биостратиграфические критерии (Эйнасто и др., 1972, Нестор, 1972). Локально установлены и стратиграфические перерывы в районе Пярну (румбаская пачка имеет мощность всего 1 м), Ристикюла (отсутствует часть велизеской свиты), Тылла (мощность велизеской свиты лишь 0,3 м), Окесааре (не исключено, что часть румбаской пачки прослеживается выше единственной поверхности перерыва (375,6 м). Ниже залегает сразу нижняя часть иллаской пачки, т.е. верхняя часть иллаской пачки, леммеская и стайцельская пачки в перерыве (В. Нестор, 1976).

Внутреннее строение румбаской свиты однообразное, латеральная изменчивость небольшая. Характерной является микроциклическая цикличность, характеризованная Р. Эйнасто и др. (1972). Глубина границ микроциклов приведена на рис. 46. В однообразной комковатой илисто-мелкодетритовой микрокристаллической слабо глинистой породе специфическими чертами строения выделяются лишь верхи и низы микроциклов. Ниже границы циклов прослеживается крупнокомковатый-желтовато-серый скрытокристаллический известняк с коричневатым битуминозным мергелем, густо пройденным четко выраженными ходами илоедов (ϕ 2 мм). Последние заполнены зеленым глинистым мергелем подошвы вышеле-

жащего микроцикла.

Выше границы циклов прослеживается прослой 5-30 см зеленого, глинистого мергеля практически без фауны, в котором изолированно встречаются только мелкие комки микрокристаллического глинистого известняка.

Микроциклов всего 12, из которых многие имеют свои неповторимые характерные особенности. Снизу первый специфический — это второй микроцикл, имеющий в нижней части (10-20 см) известковый домерит, мелкоузорчатый по ходам илоедов с целыми раковинами и отдельными неориентированными створками *Pentamerus oblongus* а вся остальная часть микроцикла сложена мелкокомковатым скрытокристаллическим известняком. В южном направлении резко увеличивается глинистость, и в скв. Варбла на этом уровне залегает мергель с крупными комками микрокристаллического известняка.

К востоку микрокристаллический известняк охватывает уже нижние три микроцикла (Нурме, 39,8-41,0 м), а подобный узорчатый домерит прослеживается в низах ^{большинства} микроциклов румбаской свиты (окрестности Кяру-Пайде).

Наиболее типичный и четко выраженный микроцикл — пятый, имеющий на обеих границах поверхность перерыва, выдержанный слой мергеля в нижней части и желтоватый скрытокристаллический известняк с битуминозным мергелем в кровле.

В седьмом микроцикле в верхней части прослеживается слой илисто-детритового (в основном криноидного) чистого известняка, участками с кальцитовым цементом, ограниченный с обеих сторон поверхностями перерыва.

Наиболее надежным синхронным уровнем в румбаской свите служит мощный твердый двухслойный метабентонит в низах IX цикла.

Десятый цикл отличается наибольшей карбонатностью, изменчивыми текстурами (от мелкокомковатой до массивной) и мощностями. Он нередко с трудом выделяется от ниже- или выше- лежащего цикла.

Двенадцатый цикл имеет наиболее мощную нижнюю глинистую часть — в большинстве разрезов мощность ^{мергеля} больше мощности выше- лежащего комковатого глинистого известняка. Видимо это обус- ловило отнесение интервала двенадцатого цикла в разрезах Юго-Западной Эстонии уже в велезескую свиту (К. Каяк). Про- слеживание микроциклов с севера на юг показывает выдержанность карбонатной верхней части также этого самого верхнего микро- цикла. Увеличенная мощность нижней глинистой части наиболее верхнего микроцикла подчеркивает постепенность перехода от румбаской в велезескую свиту.

Латеральная изменчивость в румбаской свите значительно меньше соответствующих свит райкюлаского и юрусского гори- зонтов. По основному профилю выдерживается удивительная фа- циальная однообразность. Различия между отдельными разрезами буровых скважин встречаются в деталях. Из последних более су- щественные отсутствие первых четырех микроциклов в скв. Хяэ- демээсте (более продолжительный перерыв), неясность микроцик- лов и отсутствие опорного метабентонита в скв. Исла (Эйнасто и др., 1972). К западу быстро увеличивается роль мергеля в микроциклах и уменьшается содержание детрита, остатков стро- матопорат (скв. Мустьяла, см. Эйнасто и др., 1972, рис. 3). К востоку увеличивается общая карбонатность, прослеживаются отдельные прослои биоморфно-детритового пентамерусового из- вестняка, мощность которых достигает в скв. Тори и Пярну (303) до 0,3 м. Микроцикличность становится нечеткой — ниже опорного

метаботонита увеличивается мощность чистодетритовых прослоев, выше его — роль мергеля в микроциклах.

На востоке выходов адавереского горизонта Э. Юргенсон (1966) выделила мыжжюласкую пачку как чередующиеся вторичные микрокристаллические и пористые доломиты с реликтовыми детритовыми структурами. Исходя последовательно из фациальных принципов выделения стратиграфических подразделений следовало бы микрокристаллические доломиты с комковатой текстурой и детритисто-илистыми структурами включить в румбаскую свиту как вторично доломитизированные отложения открытого шельфа, а доломиты с реликтовой биоморфно-детритовой структурой как отложения отмельной макрофаши адавереского времени при их преобладании в разрезах выделить в самостоятельную мыжжюласкую свиту. До сих пор нам все же неизвестно, что отмельные разности в какой-то территории преобладали над открытошельфовыми.

В сымерускую пачку Э. Юргенсон (1966) включила в разных разрезах буровых скважин, к сожалению, разновозрастные и разнофациальные отложения. Точное стратиграфическое положение стратотипического разреза обн. Сымеру нам не известно, что затрудняет использование этого термина, но исходя из определения литологического содержания пачки (афанитовые известняки), то по всей вероятности, она охватывает скрытокристаллические известняки второго микроцикла румбаской свиты. В таком объеме выделение сымеруской пачки в пределах румбаской свиты с фациальной точки зрения вполне оправдано. Но до точного определения положения стратотипа мы воздержимся от использования этого термина.

Условия седиментации в первой половине адавереского времени на всей площади от Кийдева до Стайцэле типичные для внешней (нижней) части открытого шельфа, где волновое действие на дне в виде выборочного переотложения практически не сказывалось: сортированно-детритовые и другие зернистые, а также илистые известняки почти отсутствуют, поверхности перерыва редкие и прослеживаются только на границах микроциклов и в подошве горизонта, детрит, в основном, мелкий, несортированный и в осадке не ^{исч}ортированный. Наблюдается обилие ходов илюдов — нередко осадок так густо переработан, что первичных текстур почти не сохранилось (интервалами пород можно называть биотурбидитом). Встречающиеся частые строматопораты нередко пиритизированы и залегают в опрокинутом положении, что указывает на большую энергию движения воды, не отражающуюся однако в текстурах осадков. Удовлетворительного объяснения этому дать в данный момент не удастся.

Следует подчеркнуть, исключительную выровненность морского дна к началу верхнелландоверийской трансгрессии, поскольку вся область стабильного шельфа и верхней части склона, компенсированной интенсивным карбонатонакоплением в райкюлаское время (каблиский район) представляли собой в румбаское время фациально единую часть бассейна с однотипным режимом осадконакопления. Лишь восточнее, в районе Пярну-Ристикюла-Тори имеется локальная область поднятия с очень сокращенной мощностью, частыми резковыраженными поверхностями перерыва и полным выклиниванием некоторых слоев, точный стратиграфический уровень ^{которых} по микроциклам еще не установлен.

Велизеская свита

После установления румбаской свиты почти на всей территории Западной Эстонии ниже велизеских мергелей (Эйнасто и др., 1972), велизеская свита считается верхней частью адавереского горизонта, охватывающая разные мергели и глины склоновой фациальной зоны, сформировавшиеся за пределами шельфовой области.

Границы велизеской свиты обе синхронные, из которых нижняя отмечает резкую фациальную смену открытошельфовых отложений к более глубоководным без признаков перерыва, а верхняя проходит внутри монофациальной толщи мергелей и глин и является границей лландовери и венлока. В данной работе она осталась в ряде разрезов нефиксированной, благодаря ограниченным возможностям проведения в рамках этой темы биостратиграфических исследований на основе разных групп фауны. В ряде разрезов (Охесааре, Варбла и др.) все же наблюдается совпадение фаунистической границы с литологической границей более карбонатного (внизу) и более глинистого (наверху) мергеля, позволяющее говорить о плохо выраженной границе циклов.

В строении свиты наблюдается чередование в разной степени глинистых мергелей с изменчивым содержанием комков илистого глинистого известняка, рассеянного детрита, неориентированных остатков брахиопод, остракод, трилобитов, мелких криноидей и т.д.

Из латеральных различий наиболее существенное — нахождение красноцветных мергелей в нижней части велизеских мергелей в каблском районе, совпадающим зоной полного отсутствия хитиновой независимо от сероцветности мергелей этого возраста на севере (матсалуский и тыстамааский типы разрезов).

Юрмальская свита

Юрмальская свита выделена недавно как подразделение, включающее верхнелландоверийские карбонатно-терригенные илистые отложения депрессионной макрофации. Она сложена ритмично чередующимися темносерыми глинистыми мергелями и граптолитовыми аргиллитами.

Границы в основном фаунистические, литологически резкие границы отсутствуют. В разрезе Нитауре нижняя граница представлена поверхностью перерыва, выше которой породы имеют несколько повышенную карбонатность (аналог румбаской свиты), хотя микропланктон показывает, что смена более глинистыми отложениями происходит выше (рис. 46). Верхняя граница прослеживается по граптолитам, но на этом уровне наблюдается также граница циклов. В нижней части цикла явно преобладают аргиллиты, в верхней — мергель. Таких циклов в свите всего три.

Внутри этих циклов наблюдается мелкомасштабная ритмичность — внизу граптолитовый аргиллит, наверху — мергель.

Глава V ОСОБЕННОСТИ ФАЦИАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ В РАЗНЫХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА В ЛЛАНДОВЕРИЙСКОМ ВЕКЕ

Разработанная общая для всего силурийского периконтинентального бассейна Прибалтики фациальная модель (Нестор, Эйнасто, 1976; ниже модель А) не отражает последовательности фаций, характер фациальных переходов и специфику седиментации в отдельных зонах в одинаковой степени на всех этапах развития бассейна. Поскольку отложения юрусского и адавереского горизонтов были основанием для разработки этой общей модели, то, естественно, они и хорошо отражаются на этой модели, и не требуют дополнительных комментариев.

Близкие к условиям образования отложений юрусского и адавереского времен фациальные обстановки существовали также в течение времени образования колкской и леммеской пачек райккласского горизонта. Сходны с одной стороны подвижководные зернистые отложения отмельной зоны (тамсалуская и кулламааская свиты в разрезах матсалуского типа), с другой стороны тиховодные илистые глинисто-карбонатные осадки склоновой зоны (ихнеская свита, колкская и леммеская пачки в разрезах каблского типа). На макрофациальном уровне имеющиеся различия незначительны и для моделирования седиментационных процессов всего бассейна второстепенны.

Несколько больше различаются породы колкского возраста от своих фациальных аналогов в юрус-

ном и адавереском горизонтах в переходной полосе (в разрезах тыстамааского типа). Вместо тонкокристаллической карбонатно-глинистой иласто-детритовой основной массы в подошве, кровли и середине рассматриваемого интервала наблюдается чистый илистый скритокристаллический известняк, сходный с таковым в стуриской и стайцельской пачках. Однако, частные поверхности перерыва, прослой обломочно-детритовых, биоморфно-детритовых, сортированно-детритовых и иласто-детритовых известняков, комковатые и волнисто-слоистые текстуры указывают на большую аналогию с отложениями варболаской свиты в разрезах матсалуского типа. Тем более, что непосредственно ниже и выше обеих границ мезоциклов внутри рассматриваемого интервала порода литологически и по ассоциациям фауны удивительно сходная с отложениями варболаской свиты.

Сказанное позволяет заключить, что фациальная модель А хорошо отражает латеральные фациальные изменения также в отложениях колкского и леммского времени ранне-среднеэллиноверийского века.

Отложения же стуриского, иклаского и стайцельского времени обладают некоторыми существенными особенностями состава и взаимоотношений ^{ср}фаций, не отражающими на общей модели и поэтому требовали создания дополнительной модели (модель В, рис. 49).

Начиная от времени зоны *Goronograptus cyphus*, т.е. от начала стуриского времени почти по всему фациальному профилю бассейна на исследуемой площади началось накопление чистых известковых илов. Фациально одинаковый тип осадков на столь огромной территории независимо от существенных различий в батиметрии разных фациальных районов в юруское время

(рис. 50) объяснимо лишь временным выравниванием рельефа морского дна к началу райколаского времени. Фациальный переход от этих известковых отложений в сторону открытого моря происходит юго-западнее территории наших исследований в Западной Латвии, где отложения *S. cyphus* частично уже представлены граптолитовыми аргиллитами (Ульст, 1960). Аналогичное фациальное замещение афанитовых известняков иклаской и стайцельской пачек аргиллитами добельской свиты происходит в полосе между Стайцеле и Нитаура. Но разрез переходного типа между указанными сваями до сих пор не вскрыт.

В сторону берега переход от афанитовых известняков в отмельно-лагунный комплекс кулламааской свиты установлен лишь в последнее время между разрезами Кирикукила и Энзе (рис. 51) на уровне стурской пачки. В привходящих разрезах Энзе и Кулламаа афанитовые известняки стурской пачки отсутствуют. Отложения того времени представлены стустковыми слабо доломитизированными разностями известняков отмельной зоны.

Таким образом, положение афанитовых известняков на фациальном профиле между отмельной и депрессионной зонами однозначно показывает, что образование чистых известковых илов происходило на всей площади открытого шельфа и верхней части материкового склона, где в юруское и адавереское времена накопились илисто-детритовые глинисто-карбонатные и илистые карбонатно-глинистые отложения (варболаская, икнеоская, румбаская и велизеская свиты).

Различия известняковых отложений открытого шельфа и пологого материкового склона небольшие и кроются в первой оче-

реди в текстурах: на шельфе отложения имеют волнистослоистные и комковатые текстуры, а на склоне — горизонтально-слоистые.

Фациальные переходы от афанитовых известняков в обе стороны существенно различаются от сходных переходов отложений по фациальной модели А. В отмельной зоне до сих пор установлены лишь однородные ступиковые известняки, образовавшиеся по модели А (роотсикюлаский горизонт) в тыльной части отмелей за барьером детритовых наносов. Последние в слоях ступикового возраста до сих пор не установлены, и мало вероятно, что при наличии разнообразного комплекса зернистых известняков зоны волнения между Кирикукала и Энзе, их прослой не прослеживались бы в этих разрезах. Правильно предполагать, что во время широкого распространения на шельфе известковых илов ступиковые осадки сами образовались в зоне волнения, где поверхность осадков была защищена от сильного волнового воздействия органическими покровными пленками водорослей и др. групп бесскелетных организмов. Такие пленки, захороняющие тонкозернистые и илистые осадки в зоне высокой гидродинамической активности от взмучивания, описаны в современных отмелях Багамской банки (Purdy, , 1963), залива Шарк Западной Австралии (Logan et al, 1974), Мурманского побережья (Королик, 1962).

Существование тиховодных лагуновых обстановок в рассматриваемые (трансгрессиивные) времена не доказано, соответствующие отложения в послесилурийское время денудированы, но по аналогии с поздне-венлокскими отложениями. Однако ретрессивными, их наличие не исключено.

Фациальный переход от илистых чистоизвестковых осадков

к битуминозным терригенным илам с граптолитовой фауной существенно отличается от сходного перехода по модели А. Постепенного увеличения глинистости в известняках и последовательного замещения их известковыми и глинистыми мергелями до граптолитовых аргиллитов них в сторону открытого моря (рис. 43) в данном случае не происходит. Наблюдается постепенное уменьшение слоев известняка и увеличение прослоев аргиллита до практически полного выклинивания первых (рис. 45). Но даже редкие маломощные прослои микрокристаллического известняка между аргиллитами в разрезах средне-латвийского типа (добельская свита) не содержат заметно больше терригенного материала. Такое различие указывает, очевидно, на разные способы образования обоих типов карбонатных осадков. В первом случае (модель А) глинистый и карбонатный илистый материал в ходе седиментации непрерывно смешивался (осаждался одновременно), а во втором случае (модель Б) в полосе фациального перехода происходила многократная смена накопления чистого карбонатного ила и тонкого терригенного ила.

По нашей реконструкции батиметрического профиля бассейна (Нестор, Эйнасто, 1976) интенсивность чистого карбонатонакопления была максимальна за внешним краем шельфа, в пределах верхней части материкового склона. Прогибание земной коры в этой полосе было компенсировано карбонатонакоплением.

Аналогичная картина распределения мощностей установлена и в некоторых бассейнах современного карбонатонакопления: в Каспийском (Алексина, 1962), в Черном (Страхов, 1954) морях, в Мексиканском заливе (Шепард, 1969).

Вышесказанное показывает, что грубо в одних и тех же

батиметрических условиях (фациальных зонах) в течение лландоверийского века накопились существенно разные типы осадков с резко разными ассоциациями фауны и флоры (фациальные модели А и Б, рис. 43 и 49).

В илесто-детритовых глинистых известняках варбалаской и румбаской свит встречается очень богатая по групповому составу и численности раковинный бентос, а также микробентос, но очень бедный комплекс микропланктона (хитинозой почти отсутствуют). В скритокристаллических илестных чистых известняках нижней половины саардеской свиты, наоборот, бентосная и макрофауна весьма редкая, а микропланктон богатый (В.Нестор, 1976). Неблагоприятные условия обитания раковинной бентосной фауны на илестных чистоизвестковых грунтах доказана исследованиями современных карбонатных илов (Purdy, 1973, Matthews, 1966).

При реконструкции фациальных условий Палеобалтийского бассейна в лландоверийском веке полезно учитывать также полученные в последнее время данные об экологии кислотоустойчивых микрофоссилий. При изучении последних в пробах оценивалось взаимоотношение планктонных (хитинозой, граптолиты, крупные акритархи) и бентосных (сколекодонты, меланосклериты, фораминиферы и др.) элементов (рис. 45), отражающие фациальную обстановку в бассейне. Хотя выделенных ассоциаций не удалось в каждом конкретном случае непосредственно связать с определенными фациальными зонами общей модели бассейна, в их последовательности хорошо выражается направленность фациальных изменений.

На взаимоотношения микропланктона и бентоса, по всей вероятности, воздействовали многие факторы седиментации, но их

непосредственное влияние еще мало изучено. Довольно вероятно, что преобладание бентосных элементов в ассоциациях микрофоссилий указывает на более мелководную обстановку, в то время как преобладание планктонных элементов указывает на большую глубину морского дна.

Отсутствие микрофоссилий необходимо интерпретировать с двух сторон. В одних случаях "пустые" интервалы сочетаются с интервалами подвижноводных отложений, содержащими чисто-бентосные ассоциации (например, в куламааское время в скв. Кирикукола) и указывают на неблагоприятность существования и сохранения микроорганизмов в постоянно подвижноводной турбулентной среде (Нестор, Эйнасто, 1976). С другой стороны "пустые" интервалы, не содержащие кислотоустойчивых микрофоссилий в разрезах встречаются в соседстве с интервалами планктонных ассоциаций (в середине нурусского горизонта в разрезах Южной Эстонии и в низах велизеской свиты) и часто связаны с красноцветными отложениями. По Х.Нестору и Р.Эйнасто (1976) седиментация красноцветных мергелей произошла в сравнительно глубоководных условиях, в склоновой фациальной зоне. В то же время они встречаются в соседних фациях, как в более глубоководных (графтолитовые аргиллиты), так и в более мелководных (зеленоватые мергели). Отсутствие микроорганизмов в красноцветных мергелях, по всей вероятности объясняется отсутствием соответствующих условий для их сохранения в осадках. Последние образовались в определенной полосе материкового склона и накопились лишь в трансгрессивных стадиях развития бассейна (Нестор, Эйнасто, 1976). Красна свидетельствует о наличии в осадке окислов железа и ука-

зывает на окислительную среду, которая возможно, была неблагоприятной для сохранения хитиновых оболочек организмов.

На рис. 45 наглядно видно, что смена планктонных ассоциаций бентосными происходит в одинаковой степени в латеральном направлении к берегу в пределах отдельных пачек, так и вертикально в связи с миграцией фациальных зон в течение регрессии в сторону открытого моря. Рассматриваемая экологическая информация подтверждает выводы о фациальном сходстве отложений варболовской и румбаской свит с одной стороны и отложений верхней части саардесской свиты (афанитовые известняки с частыми поверхностями перерыва и прослоями разных зернистых известняков) с другой. Оба представляли собой отложения открытого шельфа, сформировавшиеся в сходных батиметрических, но, вероятно, в разных климатических условиях. Из этого явствует также, что шельфовые отложения обоих типов карбонатонакопления (модели А и Б) характеризуются в основном микробентосом, а отложения материкового склона — микропланктоном. Исключениями являются лишь стадии максимальных трансгрессий, когда микропланктон распространяется на большой территории открытого шельфа (стуриское время) и стадии максимальных регрессий, когда микробентос распространяется далеко вниз по материковому склону (середина колжского, конец райккулаского времени).

Накопление чистого известкового ила на всей территории открытого шельфа и на верхней части материкового склона в Палеобалтийском бассейне не объяснимо батиметрическими различиями, а обусловлено более общим изменением режима карбонатонакопления, связанным вероятно с периодическими измене-

ниями климата. Вероятно неслучайно, что аналогичные частые известковне или образовались также в позднем ордовике. Скорее всего причины, вызывавшие широкое накопление этих известковых осадков были также общими, поэтому рассматриваем их в следующей главе.

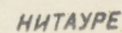
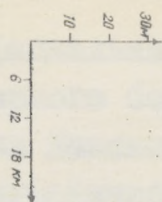


Рис. 48. Опорный фациальный профиль лландоверийских отложений северного борта Палеобалтийского бассейна.

Интервал Максимальной мощностью для каждого литостратиграфического подразделения в отдельных разрезах буровых скважин обозначен жирной линией.

Обозначения: доломитовые мергели заведомо лагунной зоны, 2- зернистые отложения отмельной зоны, 3- илесто- зернистые отложения приотмельной части открытого шельфа с частными поверхностями перерыва и прослоями зернистых известняков, 4- илесто-детритовые карбонатные отложения открытого шельфа /варболацкий тип/, 5- илистые чистоизвестковые отложения /афанитовые известняки/ открытого шельфа и верхней части материкового склона, 6- илистые карбонатно-глинистые отложения склоновой зоны /ыхнеский тип/, 7- илистые тонко-терригенные отложения с граптолитами депрессионной зоны, 8- красноватые карбонатно-глинистые отложения склоновой зоны.

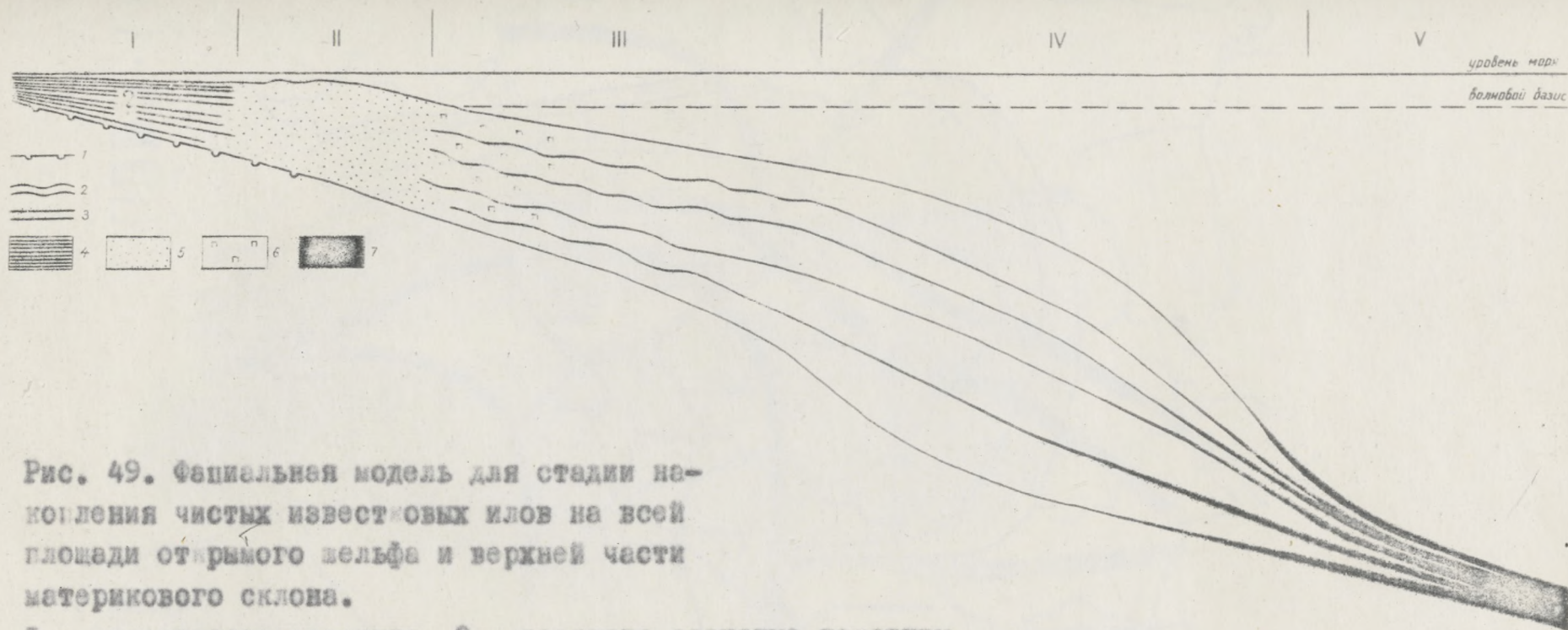


Рис. 49. Фациальная модель для стадии накопления чистых известковых илов на всей площади открытого шельфа и верхней части материкового склона.

1 - поверхности перерыва, 2 - волнисто-слоистые текстуры, 3 - горизонтально-слоистые текстуры, 4 - илисто-доломитовые осадки лагуниной зоны, 5 - тонкозернистые сгустковые известковые осадки отмельной зоны, 6 - чистые известковые или открытошельфовые и склоновой зон, с узорчатостью и биотурбацией в приотмельной полосе, 7 - черные битуминозные терригенные или с граптолитовой фауной депрессионной зоны.



Рис. 50. Фациальная схема тамсалуского времени. Обозначения см. рис. 44.

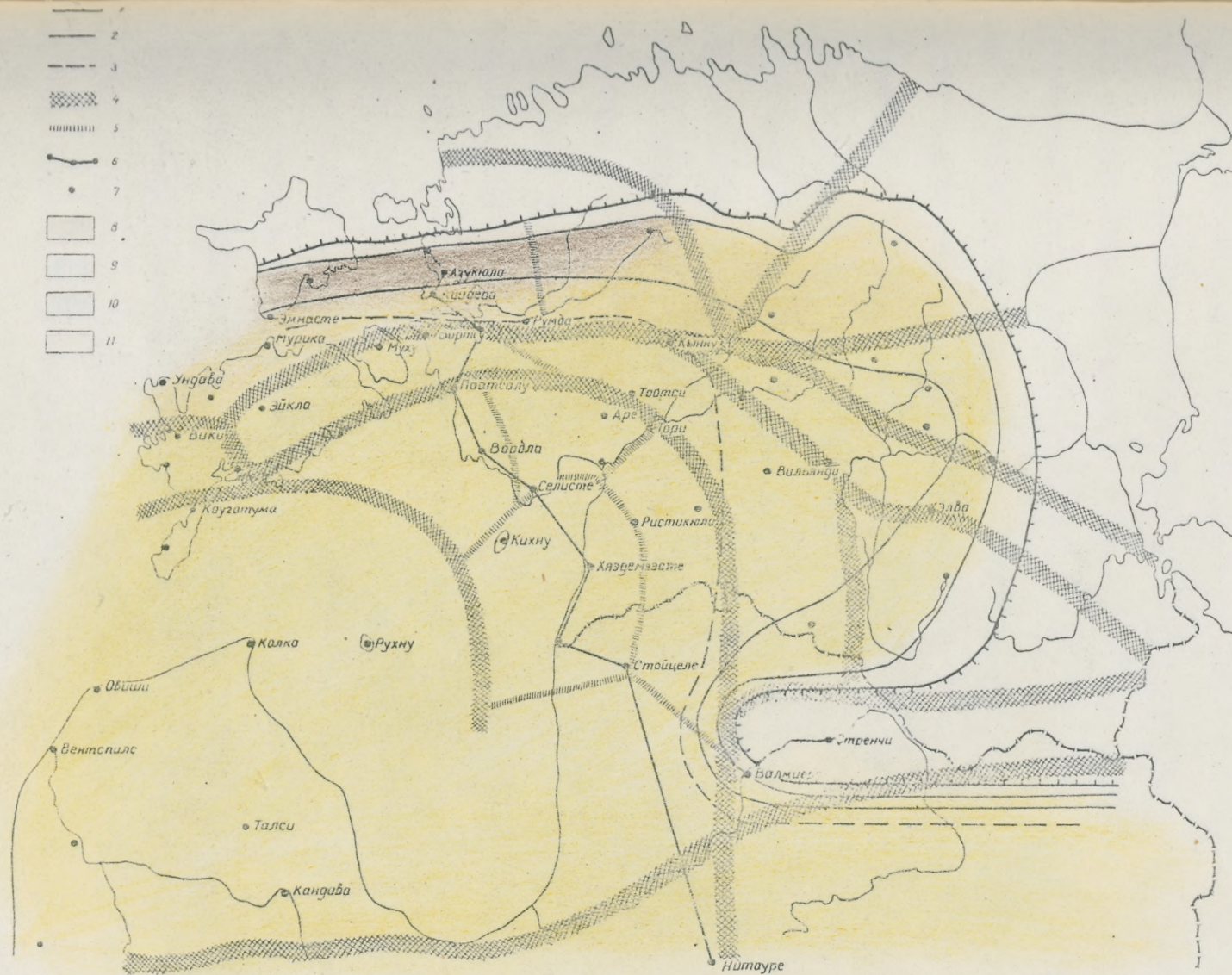


Рис. 51. Факральная схема стурского времени. Обозначения см. рис. 44.

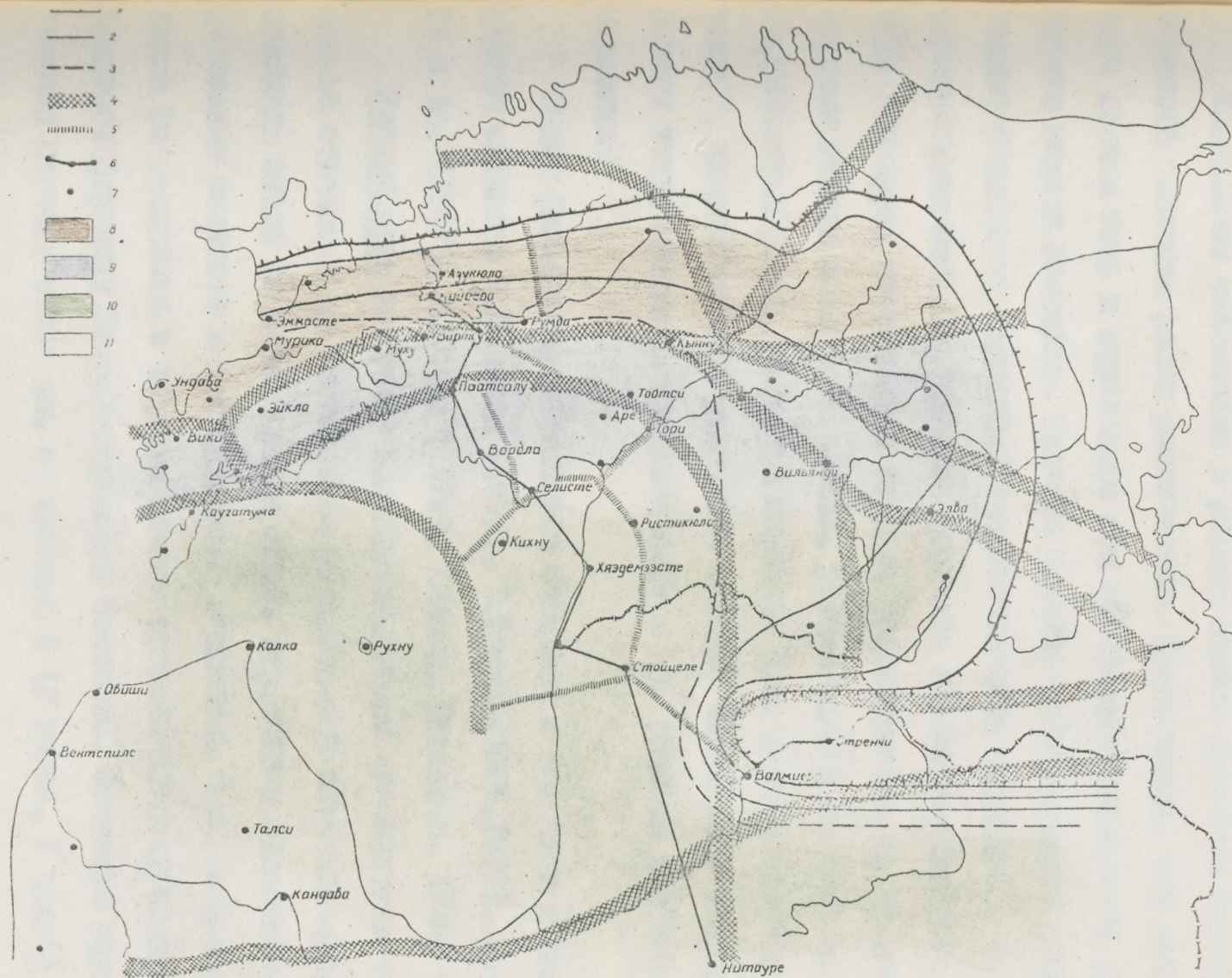


Рис. 52. Фациальная схема колкского времени. Обозначения см. рис. 44.

Глава VI. К СРАВНЕНИЮ ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ ФАЦИАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ ПАЛЕОБАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА.

Фациальные обстановки в разных этапах развития Палеобалтийского бассейна резко различались. Естественно, что различными должны быть и отражающие эти обстановки обобщенные фациальные модели бассейна. Пытаясь оценить действенность разработанных фациальных моделей Палеобалтийского бассейна в течение формирования всей карбонатной формации послетремадокского ордовика и силура, этот вопрос следует рассматривать по выделенным крупным этапам осадконакопления, различающимся по наборам и выдержанностью фаций, рельефом морского дна, распределением мощностей, климатическими условиями и т.д., что в свою очередь отражает тектонические, климатические и др. факторы карбонатонакопления.

Общая фациальная обстановка бассейна в ордовике и силуре дается согласно Р.Мяниля (1966), Л.Пыля (1967, 1973), Л.Гайлите и др. (1967), Д.Кальо (1970), (Кальо, Юргенсон, 1976) и др.

Первый этап включает послетремадокские ордовикские карбонатные отложения до ристнаского подгоризонта включительно. Отложениям этого же этапа прежде всего характерны относительно выдержанные мощности и исключительно медленный темп осадконакопления по сравнению с другими этапам ордовикско-силурийской карбонатной формации Палеобалтийского бассейна. Основную характеристику первого этапа см. на таблице 8 (У глава, I часть) в дан-

ном отчете. Осадконакопление в это время протекало в условиях стремительного развития ранне-среднеордовикской трансгрессии, достижения его максимума (ухакусское время) и стабилизации. Фациальные условия первого этапа обобщает первая фациальная модель (см. глава У в первой части данного отчета), которому в первую очередь характерны исключительно пологий склон дна бассейна и отсутствие более или менее типичных последующим этапам приливной и отмельной зон.

Рассматриваемый этап целесообразно подразделить на два подэтапа. Первый из них охватывает целиком послетремадокские раннеордовикские отложения. Для этого подэтапа особо следует подчеркнуть, что на фоне сравнительно выдержанных мощностей отложений подэтапа четко выделяется Елгавский прогиб в осевой структурно-фациальной зоне, где накопилась мощная (до 100 м) толща преимущественно красноцветных карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных отложений. В остальной части Прибалтики в это время развиты весьма маломощные (обычно не более 25 м) преимущественно зеленоцветные карбонатные отложения со значительной примесью глауконита, гетитовых оолитов, с частыми удивительно выдержанными поверхностями перерыва. Последними часто связаны стратиграфические перерывы. Местами наблюдается более или менее четко выраженная асимметричная трансгрессивная цикличность. В целом рассматриваемый подэтап характеризует один из наибольших в истории фанерозоя трансгрессии в стадии его интенсивного развития. Для этого подэтапа, по-видимому, целесообразно создание самостоятельной фациальной модели, которая отличается от общей модели первого этапа главным образом четковывраженной депрессией в районе Елгавского прогиба.

Второй подэтап охватывает остальную часть первого этапа до ристнаского времени включительно. Он характеризуется небольшой фациальной дифференциацией, выдержанными мощностями, широким распространением глинисто-карбонатных отложений умеренных глубин открытого шельфа — илисто-детритовых волнистослоистых глинистых известняков и детритовых мергелей. Поверхности перерыва редкие и имеют локальное распространение. В центральной части Северо-Эстонского прогиба в течение длительного времени накопились прослоями и с примесью органические осадки в виде керогена, кукерсита (вийвиконнаская свита). Широко распространяются прослой метабентонитов. Цикличность выражена сравнительно слабо как и в первом подэтапе. Биофациальная дифференциация обеих структурно-фациальных зон сохраняется (унаследована от первого подэтапа.). Рассматриваемый второй подэтап характеризует максимум ордовикской трансгрессии и последующую за ними общую стабильность обстановки осадконакопления. В этом отношении он во многом аналогичен поздне лландоверийско-ранневенлокским веком максимума силурийской трансгрессии. Фациальные условия второго подэтапа отражает первая модель (см. гл. V в первой части данного отчета).

На границе первого и второго этапов в бассейне происходят более существенные фациальные изменения, которые трудно объяснить узко региональными причинами.

Второй этап охватывает верхне-ордовикские (включая верхи среднего ордовика от лаатриского подгоризонта кейлаского горизонта) и ниже-средне-лландоверийские отложения до кровли райк-кюлаского горизонта. Этому этапу характерны сравнительно четкое чередование пачек чистых афанитовых известняков и глинистых известняков или мергелей на бортовой части бассейна и наличие ти-

тичных черных граптолитовых аргиллитов небольшой мощности в центральной части бассейна. Как в ордовике, так и в силуре образуются красноцветные глинисто-карбонатные отложения. Цикличность седиментации проявляется сравнительно четко.

Второй этап также целесообразно подразделить на два подэтапа, границей между ними служит граница ордовика и силура. Характеристика этих подэтапов типична их фаціальным моделям и приведена в соответствующих главах данного отчета (глава У, часть первая и глава I и У, часть вторая). Основные различия подэтапов носят тектонический характер. Итак, распределение мощностей отложений первого подэтапа (до конца ордовика), в условиях регрессии, носит резко выраженный дифференцированный характер (особенно в Северной Прибалтике). С начала второго подэтапа (с дляндовери), в условиях трансгрессии, мощности карбонатных и терригенно-карбонатных отложений распределяются равномерно, во многом аналогично первой половине первого этапа. То есть, максимальные мощности отложений второго подэтапа сосредоточены в Южно-Эстонский прогиб, аналогично Елгавскому прогибу в ранне-ордовикском подэтапе.

Фациально афанитовые известняки и чередующиеся с ними глинисто-карбонатные отложения второго этапа сильно различаются. Именно эти различия трудно объяснить только лишь различиями относительно глубины накопления осадков.

По отношению границы ордовика и силура в отложениях второго этапа наблюдается грубая фациальная симметрия (табл. 10). В первой очереди бросается в глаза одинаковое количество стадий широкого распространения тонких чистых известняковых илов: в ордовике рягавереские, саунъяские, моэско-паровейские и таучёнские известняки, а в силуре известняки койгиской, стуриской,

иклаской и стайцельской пачек. Аналогичное симметричное положение имеют более глинистые известняки и мергели паэмнаской пачки и тудулиннаской свиты с колкской и леммеской пачками. Адилаской, эйамааской и халликусской свитам ширгусского горизонта соответствуют варболааская и ихнеская свиты юрусского горизонта. Красноцветным отложениям историской свиты и куйлиской пачки можно найти аналоги в ихнеской свите и колкской пачке. Биогермным комплексам ширгусского и покуниского горизонта соответствуют аналогичные образования в тамсалууской и кулламааской свитах. Биогермы (и в целом отложения) вазалеммиской свиты не имеют аналогов по симметрии в силуре; в это время на границе среднего и позднего лландовери соответствовал перерыв.

Рассматриваемую фаціальную симметрию нельзя проследивать в деталях, поскольку седиментационные циклы в позднем ордовике и в лландовери асимметричны.

Симметрично по отношению^К отложениям рассматриваемого этапа залегают подстилающие более глинистые отложения максимума ордовикской трансгрессии среднего ордовика и покрывающие глинистые отложения максимума силурийской трансгрессии позднего лландовери и раннего венлока.

Аналогичные илистые афанитовые известняки среднелландоверийского возраста установлены в большой мощности и в других удаленных районах земного шара. Например, на Сибирской платформе в тектонически близких условиях на юго-западном склоне Анабарского щита (Мяткова, Нестор, Эйнасто, 1976). Отложения ашгилла и нижнего лландовери в большинстве районов Сибирской платформы отсутствуют в результате длительного континентального перерыва (Соколов, Тесаков, 1975). Во многих районах земного шара осадконакопление в силуре начинается только с позднего лландовери.

НИЖНИЙ СИЛУР	III этап	ПАРАМАЯСКАЯ СВИТА
		ВЕЛИЗЕСКАЯ СВИТА
		РУМБАСКАЯ СВИТА
ВЕРХНИЙ ОРДОВИК	II ЭТАП	СТАИЦЕЛЬСКАЯ ПАЧКА
		ЛЕММЕСКАЯ ПАЧКА
		ИЖЛАСКАЯ ПАЧКА
		КОЛЖСКАЯ ПАЧКА
		СТУРИЧКАЯ ПАЧКА
		ВАРБОЛАСКАЯ (НИНЕСКАЯ) (св.)
		КОЙГИЛАСКАЯ ПАЧКА
		ЭРИНАСКАЯ СВИТА
		КАБАЛАСКАЯ (ТАУЧЕНСКАЯ св.)
		АШГИЛ
		АДИЛАСКАЯ (ХАЛЛИКУСКАЯ) (св.)
		МОЭСКАЯ СВИТА
	КАРАДОК	ТУДУЛИННАСКАЯ СВИТА
		САУНЬЯСКАЯ ПАЧКА
		ПАЖНАСКАЯ ПАЧКА
		РЯГАВЕРЕСКИЕ СЛОИ
		ВАЗАЛЕММАСКАЯ СВИТА
		ПЯЭСКОЛАСКАЯ ПАЧКА
		КАХУЛАСКАЯ СВИТА
		ВИЙВИКОННАСКАЯ СВИТА
		I ЭТАП
		Б- биогермы

Довери (Юго-Восточная Литва, Подролия, восточная окраина Шришши-ра (Англия) и тд., причем в тектонически разных условиях. Таким образом, по времени рассматриваемый этап со специфическим набором фаций совпадает с перерывом во многих районах. Такое совпадение не может быть случайным. Регрессия на границе ордовика и силура имела глобальную эвстатическую природу и в последнее время единомысленно связывается с длительным материковым оледенением на Южном полюсе в Северной Африке (Beuf, Bijou-Duval, 1966; Fairbridge, 1969, Sheehan, 1973, Lock, 1973, Lesperance, 1974 и др.). Многократное возобновление благоприятных условий седиментации чистых известковых илов на всей площади открытого шельфа и материкового склона можно, вероятно, объяснить периодическими колебаниями уровня Мирового океана с соответствующими потеплениями и похолоданиями климата.

Учитывая, что границы седиментационных мезоциклов с частыми поверхностями перерыва и прослоями чистозернистых (обломочно-детритовых, биоморфно-детритовых, сортированно-детритовых) известняков в их соседстве прослеживаются в райкюдаком горизонте внутри более глинистых пачек, следует предполагать, что их накопление было связано с регрессивными стадиями (похолоданиями), а образование чистых известковых илов с трансгрессиями и климатическим оптимумом. Этот вывод согласуется также с более широким распространением микропланктона на шельфе в явно трансгрессивных, более карбонатных отложениях (стуриская пачка).

С другой стороны, однако, трансгрессия и климатический оптимум обычно сопровождается расцветом бентосной фауны, широким развитием органогенных построек, наибольшим разнообразием сообществ бентосной фауны, что в лландовери характерно более гли-

чистым отложением (муруское, колкское, румабское времена). В Палеобалтийском бассейне этапы образования органиогенных построек все же связаны с регрессивными стадиями развития (Мяниль, Эйнасто, 1966). А бедная раковинная фауна и в афанитовых известняках объяснима неблагоприятным грунтом.

Максимум^ы оледенения (эфстатические опускания уровня океана в то же время являются этапами сридизации климата, что благоприятствует карбонатакопленению.

Вышеизложенное не позволяет еще однозначно заключить, что глинистые пачки регрессивные и чистоизвестковые пачки трансгрессивные или наоборот, но обусловленность фациальной специфики второго этапа от материкового оледенения на южном полюсе очевидна.

В данный момент мы не сможем вышеизложенное доказать, а лишь можем предполагать. Однако, если такое предположение доказывается фактами, то границы рассматриваемого этапа совпадают с началом и концом материкового оледенения и позднеландоверийская всемирная трансгрессия объясняется таянием огромных масс материкового льда.

Третий Этап охватывает силурийские отложения, начиная с позднего лландовери. Этому этапу характерны: сравнительно большой уклон батиметрического профиля, относительно большая скорость осадконакопления, наибольшая фациальная дифференциация отложений, наличие полного набора макрофаций, начиная от прибрежных и лагунных до глубоководных депрессионных. Полоса максимальных мощностей (охватывающая исключительно только мергели склоновой макрофации) в течение всего этапа мигрирует с севера на юг: в венлоке Ирбенский прогиб, а в даунтоне — Польско-Литовская синеклиза.

Седиментационная цикличность разного порядка четко выражена, циклы почти только асимметричные регрессивные.

Третий этап включает отложения максимума силурийской трансгрессии и последующей медленной регрессии, усложненной кратковременными трансгрессиями более мелкого порядка.

Рассматриваемый этап подразделяется по фациальным наборам на два подэтапа. Граница между подэтапами грубо совпадает с нижней границей даунтонского (по стратиграфическому объему точнее пражидольского) века.

Позднееландоверийско-лудловский подэтап характеризуется четко выраженной фациальной зональностью бассейна, типичными чертами периконтинентального типа бассейнов с резковывраженным материковым склоном и полным набором фаций фиксированным на фациальной модели А (см. Вторая часть, глава I, рис. 43).

По фациальному профилю бассейна, начиная от отмельной зоны до депрессионной наблюдается постепенное увеличение глинистости, что не характерно для отложений второго этапа.

В пределах восточноприбалтийской структурно-фациальной зоны в начале данного подэтапа накопились относительно глубоководные мергели с частыми прослоями метабентонитов (велизеская, парамаяская свиты), а на второй половине подэтапа сформировались циклично чередующиеся карбонатные отложения разных фациальных зон, что показывает четко выраженную регрессивную направленность развития бассейна, большую изменчивость и нестабильность фациальных условий. Большим разнообразием зернистых осадков отличаются отложения отмельного барьера. В середине этого подэтапа происходило наиболее широкое в течение всего ордовика и силура рас-

пространение органогенных построек (J_2). В верхних частях циклов впервые широко распространялись седиментационные доломиты лагунной зоны (J_2, K_1, K_2).

В западноприбалтийской структурно-фациальной зоне (глубокая часть бассейна) в течение всего рассматриваемого подэтапа накопились однородные темные граптолитовые глинистые мергели и домериты. Существенные фациальные изменения на шельфе здесь не сказывались, что говорит о существенном различии в глубинах двух структурно-фациальных зон.

Даунтонский подэтап характеризуется максимальной скоростью осадконакопления на сравнительно небольшой площади регрессировавшего моря, отсутствием типичных депрессионных отложений (граптолитовых артиллитов), повышенной глинистостью открыто-шельфовых отложений. Вместо илесто-детритовых комковатых известняков, в рассматриваемом подэтапе на открытом шельфе широко распространены мергели с частыми прослоями обломочно-детритовых, сортированно-детритовых известняков. В отложениях увеличивается примесь более крупнозернистого терригенного материала.

Для данного подэтапа следует в дальнейшем разработать собственную фациальную модель.

Таким образом, в течение формирования всей карбонатной формации ордовика и силура Прибалтики в развитии Палеобалтийского бассейна выделяется три этапа осадконакопления ($B_I - D_{II}^a, D_{II}^b - G_3, H - K_4$). Каждый этап подразделяется на два подэтапа,

комплекс фациальных признаков отложений, которых указывает на специфику условий осадконакопления, требующий разработки собственной фациальной модели по каждому подэтапу. Создание фациаль-

них моделей раннеордовикского и даунтонского подэтапов вместе с представлением целостной картины фацциального развития Балтийского бассейна в течение послетремадокского ордовика и сибура является задачей ближайшего будущего.

ИТОГИ

Путем комплексного стратиграфического, литологического, биофациального и палеоэкологического исследования среднеордовикских и лlandoверийских отложений достигнуты следующие результаты:

1. В течение среднего ордовика в пределах Северной и Средней Прибалтики обиталась фауна, в составе которой преобладают организмы приспособленные к нормальноморским условиям открытого шельфа (мшанки, брахиоподы, трилобиты, иглокожие).
2. Установлено, что основным фактором, влияющим на распределение бентосной макрофауны, является характер субстрата. Нашло подтверждение принцип Парди об обратной взаимосвязи между численностью организмов, питающихся взвесями (мшанки, брахиоподы, иглокожие), и процентным содержанием ила в осадке.
3. В результате обработки фаунистической информации математическими методами выделены девять биофаций, характеризующих среднеордовикские отложения от более мелководной (Северная Эстония) до более глубоководной (Средняя Прибалтика) части бассейна.
4. Выявлены биофациальные различия между глинистыми скрытокристаллическими известняками ухакусского горизонта в Средней Прибалтике и чистыми скрытокристаллическими известняками раквереского горизонта в Северной Прибалтике.
5. Выяснены основные тенденции изменения группового состава макрофауны в среднем ордовике Прибалтики.
6. Выявлены основные аспекты распределения детрита в отношении цельнораковинной фауны.

7. Приведена детальная микролитологическая характеристика среднеордовикских отложений, определены направления лито-фациальных изменений.
8. Дана оценка основным литологическим признакам послетремадовских ордовикских отложений с точки зрения применимости их для фациальных реконструкций (Пылма, 1975).
9. Установлено, что среднеордовикские отложения на изученных профилях представлены главным образом отложениями открытого шельфа.
10. Для среднеордовикских отложений Северной и Средней Прибалтики разработаны две принципиально различные фациальные модели. Первая из них характеризует специфику осадконакопления в ранне-средневируской эпохи ($C_{Ia} - D_{II}^{\alpha}$), а вторая - верхневируской эпохи ($D_{II}^{\beta} - F_{II}$).
11. Разработана общая фациально-седиментологическая модель силурийских бассейнов периконтинентального типа на уровне макро- и мезофаций (Нестор, Эйнасто, 1976).
12. Отложения всего периконтинентального бассейна подразделены на шельфовые карбонатные и батинальные карбонатно-терригенные формации.
13. Доказано существование в Палеобалтийском бассейне полного материкового склона; принадлежность граптолитовых аргиллитов не к шельфовой, а к батинальной формации (Нестор, Эйнасто, 1976).
14. Выделены основные фациальные типы разрезов лlandoверийских отложений.
15. Установлено совпадение по площади наиболее разных фациальных переходов в бассейне между отдельными типами разрезов и зонами тектонических нарушений, указывающее на тектонический контроль основных фациальных границ.

16. На основе прослеживания ассоциаций кислотоустойчивых микрофоссилий и границ седиментационных циклов проведена ревизия корреляции разрезов разнофациальных отложений райккюлаского горизонта по опорному профилю: доказано последовательное выклинивание от стратотипа саадреской свиты (Икла) к северу отложений всего среднего лландовери (иклаской, лем-месской и стайцельской пачек) и нижнелландоверийский возраст всего райккюлаского горизонта в районе выходов в Западной Эстонии (В. Нестор, 1976).

17. Выяснена большая выдержанность и синхронность границ румбаской свиты, целесообразность подразделения отложений адавереского горизонта на две разновозрастные свиты (Эйнасто и др. 1972).

18. Выявлено совпадение границ горизонтов с границами седиментационных макроциклов и относительная выровненность батиметрического профиля бассейна до начала нового макроцикла.

19. Установлена постепенная миграция полосы максимальных мощностей отложений с севера на юг, нарастание шельфа в сторону глубокой части бассейна путем перекомпенсированного карбонатакопления на верхней полосе материкового склона.

20. Для стадий накопления чистых известковых илов по всему открытому шельфу и верхней части материкового склона (стури-ское, иклаское, стайцельское времени) разработана собственная фациальная модель.

21. По отношению границы ордовика и силура выяснена общая фациальная симметрия в чередовании генетически разных типов отложений.

22. Предполагается, что многократное возобновление фациальных условий формирования чистых известковых илов на огромной

территории бассейна только в течение позднего ордовика и ранне-среднелландоверийского веков частично обусловлена периодическими палеогеографическими и климатическими изменениями, связанными с длительным материковым оледенением на территории Северной Африки (южного полюса).

23. Проведено сравнение разработанных фациальных моделей, оценена их действенность в течение разных этапов развития Палеобалтийского бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

- Аалое А., Кальо Д., Клааманн Э., Нестор Х., Эйнасто Р.
1976. Стратиграфическая схема силура Эстонии. Изв.
АН ЭССР, Хим., Геол., т.25, № 1.
- Аалое А., Нестор Х., 1976. Биогермная фация в юруском
горизонте (нижний лландовери) в Северо-Западной Эс-
тонии. — В кн.: Кальо Д. (ред.). Фации и фауна силу-
ра Прибалтики. Таллин, изд. АН ЭССР.
- Алексина И.А. 1972. Осадки и рельеф подводного склона
восточного побережья средней части Каспийского моря.
— В кн.: Геологическое строение подводного склона
Каспийского моря. М. Изд. АН СССР, с. 122-153.
- Ботвинкина Л.Н. 1962. Слоистость осадочных пород. Тр.
Геол.ин-та АН СССР, вып. 59. 542 стр.
- Гайлите Л.К., Рыбникова М.В., Ульст Р.Л. 1967. Страти-
графия, фауна и условия образования силурийских по-
род Средней Прибалтики. Изд. "Зинатне", Рига. 304
стр.
- Геккер Р.Ф. 1960. Ископаемая фация гладкого каменного
морского дна (К вопросу о типах каменного морского
дна). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, У. 199-236.
- Долотов Ю.С. 1971. Дифференциация осадочного материала
в береговой зоне отмельного побережья. В сб.: Гео-
морфология и литология береговой зоны морей и дру-
гих крупных водоемов. Изд. "Наука". М., 96-101.

- Зенкович В.П. 1962. Основы учения о развитии морских берегов. М. Изд. АН СССР. 710 с.
- Кальо Д. 1967. О возрасте нижних горизонтов силура Эстонии. Изв. АН ЭССР, Хим., Геол., т.26, № 1.
- Кальо Д.Л. (ред.). 1970. Силур Эстонии. Изд. "Валгус". Таллин, 343 стр.
- Кальо Д., Вингисаар П. 1969. О разрезе райкюлаского горизонта на южной окраине Эстонии. Изв. АН ЭССР, Хим., Геол., т. 18, № 3.
- Кальо Д., Юргенсон Э. 1976. Фациальная зональность силура Прибалтики. В кн.: "Фации и фауна силура Прибалтики", Таллин.
- Коркутис В.А., Лапинскас П.П., Лалков Е.М. 1972. Литология и фации нефтеносных отложений нижнего палеозоя Южной Прибалтики. М., "Недра". 179 с.
- Куприн П.Н., Щербаков Ф.А. 1971. Особенности распределения и состава современных осадков на шельфе северо-западной части Черного моря. В сб.: "Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., "Наука", 127-131.
- Маслов В.П. 1960. Строматолиты (их генезис, методы изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4. 167 с.
- Мирошников Л.Д. 1956. К вопросу о происхождении граптолитовых сланцев. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Мирошников Л.Д. 1969. Некоторые итоги изучения литологии и размещения граптолитовых фаций Сибири. Тр. Всес.

нефт. н.-и. геологоразвед. ин-та, вып. 273, стр. 451-457.

Мяткова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. 1976. Разрез ордовика и силура р.Мойеро (Сибирская платформа) - Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сибирского отд. АН СССР, вып. 1976. с.

Мянниль Р.М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, "Валгус", 200 стр.

Мянниль Р.М. 1970. Кислотоустойчивые микрофоссилии. В кн.: Кальо Д. (ред.) Силур Эстонии. Таллин, "Валгус", 1976-1979.

Невесский Е.Н. 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., "Наука".

Нестор Х.Э. 1972. О возрастном диагенезе слоев с *Pentamerus oblongus* и о характере позднелландоверийской трансгрессии в Северной Европе. Изв. АН Эст. СССР, Хим., Геол., т. 21, № 4, 344-350.

Нестор Х.Э., Кала Э.А. 1967. Ревизия стратиграфии низов силура Северной Прибалтики. В сб.: Григялис А.А. (ред.). Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Изд. "Минтис", Вильнюс, 212-240.

Нестор Х., Эйнасто Р. 1976. Фашиально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна. В кн.: Фашии и фауна.

Нестор В. 1976. Сопоставление некоторых разрезов райкласского горизонта Эстонии по микропланктону. Изв. АН ЭССР, Хим., Геол., т. 25, № 4

- Нестор В. 1977. Зональное распределение хитиновых в янискском горизонте (венлок Эстонии) и проблема его границ. В кн.: Корреляция разнофациальных отложений нижнего палеозоя Прибалтики. Таллин.
- Никифорова Н., Предтеченский Н. 1972. Стратиграфия. В кн.: Опорный разрез силура и нижнего девона Подольи.
- Пылма Л. 1973. Особенности структурно-фациальных зон Балтийского бассейна в ордовике. Изв. АН ЭССР, Хим., Геол. Т. 22, № 3, стр. 240-247.
- Страхов Н.М. 1947. Карбонаты в осадках современных лагун и их значение для проблемы карбонатообразования. Бюлл. Моск. О-ва Исп. природы, № 2.
- Страхов Н.М. 1951. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования). Тр. ИГН АН СССР, геол. сер. вып. 124, № 45.
- Страхов Н.М. 1960. Основы теории литогенеза, т. II. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. Изд. АН СССР, М., 574 стр.
- Ульст Р.Ж. 1960. Граптолитовые аргиллиты силура Прибалтики. Изв. АН Латв. ССР, № 9 (158), 121-125.
- Ульст Р.Ж. 1973. Лландоверийские отложения Северной Латвии и их корреляция. В сб.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига. с. 71-85.
- Соколов Б.С., Тесаков Ю.И. (ред.). 1975. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск, 254 с.
- Шепард Ф.П. Морская геология. Изд. "Недра". Л.

- Эйнасто Р. 1964. К вопросу о классификации и формировании поверхностей перерыва. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Ин-т геол. АН ЭССР, Таллин, 123-131.
- Эйнасто Р. 1968. Фациальные и палеогеографические условия образования эвриптеровых доломитов (силур Прибалтики). Междунар. геол. конгр., XIII сесс. Докл. советских геологов, пробл. 8. 68-74.
- Эйнасто Р. 1970. Классификация отложений. Первичные доломиты. В кн.: Кальо (ред.) "Силур Эстонии". Изд. "Валгус". Таллин. 14-17, 46-54.
- Эйнасто Р.Э., Нестор Х.Э. 1973. Общая схема фациальной зональности Балтийского бассейна в силуре и ее палеогеографо-седиментологическая интерпретация. Тезисы доклада. В сб.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Ленинград-Таллин.
- Эйнасто Р.Э., Нестор Х.Я., Кала Э.А., Каяк К.Ф. 1972. Сопоставление верхнелландоверийских разрезов в Западной Эстонии. Изв. АН Эст.ССР, Хим., Геол., т.21, № 4, 333-343.
- Юргенсон Э.А. 1966. Литология лландоверийских отложений Эстонии. Ин-т геол. АН ЭССР, Таллин, 65 стр.

- Bathurst, R.G.C. 1967. Depth indicators in sedimentary carbonates. *Marine Geology*, vol. 5, no. 5/6, 447-472.
- Beuf, S & Biju-Duval, B. 1966. Ampleur des glaciations "Siluriennes" au Sahara. *Rev. Inst. Franc. Petrole*, v.21, p. 363-381.
- Black, M. 1933. The algal sediments of Andros Island, Bahamas. *Phil. Trans. Royal. Soc. London, Ser. B*, vol. 122, 165-192.
- Conaut, L.C., Swanson, V.E. 1961. Chattanooga shale and related rocks of Central Tennessee and nearby areas. *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers*, no. 357, 1-91.
- Coogan, A.H. 1969. Recent and acient carbonate cyclic sequences. In: Elam, J.G., Stewart, Chuber.(ed.) *Symposium on cyclic sedimentation in Permian Basin. Midland, west Texas Geol. Soc.*, 5-16.
- Davies, G.R. 1970a. Carbonate bank sedimentation eastern Shark Bay, Western Australia: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem.* 13, 85-168.
- Davies, G.R. 1970b. Algal-laminated sediments, Gladstone embayment, Sharn Bay, Western Australia. *Am. Assoc. Petroleum Geol. Mem.* 13, 169-205.
- Dietz, R.S., Menard, H.W. 1951. Origin of abrupt change in slope at continental shelf margin. *Am. Assoc. Petroleum Geologists no. 9*, vol. 35, 1994-2016.
- Dooge, J. 1967. The stratigraphy of an Upper-Devonian carbonate-shale transition between the North and South Ram Rivers of the Canadian Rocky Mountains: *Leidse Geol. Mededeel*, vol. 39, 1-53.

- Dunbar, C.O., Rodgers, J. 1957. Principles of stratigraphy.
J. Wiley & Sons, New York, London, I-356.
- Edie, R.W. 1958. Mississippian sedimentation and oil fields
in southern Saskatchewan. In: Goodman, A.J.(ed.) Jenassic
and Carboniferous of western Canada, Tulsa. Am. Ass.
Petroleum. Geologists, 331-363.
- Emery, K.O. 1956. Sediments and water of Persian Gulf.
Am. Assoc. Petroleum. Geologists Bull. vol. 40, no. 10,
2354-2383.
- Evans, G. 1965. Intertidal flat sediments and their environ-
ments of deposition in the wash. quart. Journ. Geol. Soc.
London, vol. 121, 208-245.
- Evans, G., Kinsmann, D.J.J., Shearman, D.J. 1964. A recon-
naissance survey of the environment of recent carbonate
sedimentation along the Trucial Coast, Persian Gulf. In:
van Straten(Ed.), Deltaic and Shallow Marine Deposits,
Developments in Sedimentology, v. I, 185-192.
- Fairbridge, R.W. 1969. Early Paleozoic South Pole in north-
west Africa. Geol. Soc. Am. Bull., 80, 113-114.
- Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of
limestones. Am. Assoc. Petroleum. Geol. Bull., vol. 43,
no.1, 1-38.
- Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types.
In: Ham, W.E. (ed.) "Classification of Carbonate Rocks -
a symposium". Am. Assoc. Petroleum. Geologists Mem.,
1, 62-85.
- Friedman, G.M. 1969. Recognizing tidal environments in
carbonate rocks with particular reference to those of
the Lower Paleozoics in the Northern Appalachians (abs.)
Geol. Soc. America Northeastern Section, Pros. Ann.

Mtg. Albany, New York, 20-21.

- Friedman, G.M., Sanders J.E. 1967. Origin and occurrence of dolostones. *Developments in Sedimentology*, vol. 9A, 268-348.
- Ginsburg, R.N., Lowenstam, H.A. 1958. The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. *Journ. Geol.*, v. 63, 310-318.
- Heckel, P.H. 1972. Recognition of ancient shallow marine environments. *Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.*, no. 16, 226-286.
- Häntzschel, W. 1936. Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer Ablagerungen im Jade Schicht. *Senckenbergiana*, Bd. 18.
- Häntzschel, W. 1938. Senkrecht gestaltete Schichtung in Ablagerungen *senckenbergiana*, Bd. 20, No. 1/2.
- Illing, L.V. 1954. Bahamian calcareous sands. *Am. Assoc. Petroleum. Geologists Bull.* vol. 38, no. 1, 1-95.
- Irwing, M.L. 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. *Am. Assoc. Petroleum. Geologists Bull.*, nr. 49, 445-459.
- Jaanusson, V. 1973. Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. *Lethaia*, vol. 6, no. 1, 11-34.
- Kendall, C.G., Skipwith, P.A. 1969. Holocene shallow-water carbonate and evaporite sediments of Khor al Bazam. Abu Dhabi southwest Persian Gulf. *Am. Assoc. Petroleum. Geologists Bull.*, vol. 53, 841-869.
- Kinsman, D.J.J. 1964. The Recent carbonate sediments near Halat El Bahrani, Trucial Coast, Persian Gulf. *Developments in sedimentology*, vol. 1, 185-192.

- Lesperance, P.J. 1974. The Hirnantian fauna of the Perce area (Quebec) and the Ordovician-Silurian Boundary. *Am. Journ. of Science*. V. 274, 10-30.
- Lock, B.E. 1973. The Ordovician Ice Age in South Africa. *Geol. Mag.*, Vol. 110, N 4, 372-376.
- Lucia, F.J. 1972. Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation. *soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.*, no. 16, 160-191.
- Manten, A. 1971. Silurian reefs of Gotland. *Developments in Sedimentology*, vol. 13, 1-539.
- Matthews, R.K. 1966. Genesis of Recent lime mud in southern British Honduras. *Jour. Sedim. Petrology*. Vol. 36, no. 2, 428-454.
- Pozaryski, W. 1970. Paleozoic Orogens and Central European Platforms. In: *Geology of Poland*, vol. 1, pt. 1, 24-28.
- Purdy, E.G. 1963. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. *Journ. Geol.*, vol. 71, 334-355, 472-497.
- Reineck, H.E. 1969. Tidal flats. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 53, ,737.
- Rosenstein, E. 1940a. Raikküla lade Tamsalu- Paidu vahelisel alal. *Besti Loodus*, kd. 8, nr. 2.
- Rosenstein, E. 1940b. Andmeid Juuru lademe kohta. *Besti Loodus*, kd. 8, nr. 4/5.
- Schergold, J.H., Bassett, M.G. 1970. Facies and faunas at the Wenlock/Ludlow boundary of Wenlock Edge, Shropshire. *Lethaia*, vol. 3, no. 2, 113-142.

- Sheehan, P.M. 1975. The relation of Late Ordovician- Silurian glaciation to the Ordovician- Silurian changeover in North American brachiopod faunas. *Lethaia*, vol. 6, no. 2, 147-154.
- Shinn, E.A., Ginsburg, R.W., Lloyd, R.M. 1965. Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In: L.C. Pray, R.C., Murray (Ed.), *Dolomitization and Limestone Diagenesis, a Symposium*, Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., vol. 13, 1-180.
- Tomczyk, H. 1970. The silurian: Stratigraphy. *Paleogeography*. In: *Geology of Poland*, vol. I, pt. I, Warsaw, 287-320.
- Van Straaten L.M.J.U. 1951. Texture and genesis of Dutch Walden Sea sediments. *Proc. 3rd Intern. Congr. Sediment*, Netherlands, Groningen-Wageningen, 225-244.
- Walter, R. 1972. Paläogeographie des Siluriums in Nord-, Mittel- und Westeuropa. *Geotektonische Forsch.* Bd. 41, 180 S.
- Wells, A.J. 1962. Recent dolomite in the Persian Gulf. *Nature*, vol. 194, no. 4825, 274-275.
- Ziegler, A.M., Boucot A.J. 1970. North American Silurian Animal Communities. *Geol. Soc. America Spec. Paper*, 102. 95-106.
- Ziegler, A.M., Cocks L.R., McKerrow W.S. 1968. The Llandovery transgression of the Welsh Borderland. *Palaentology*, vol. II, pt. 5, 736-782.

ФОТОТАБЛИЦЫ

I таблица

Доломиты лагунно-литоральной зоны. Супра-
литораль.

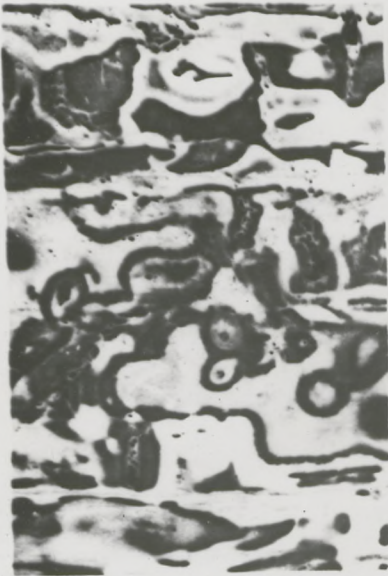
1. Узорчатый доломит из верхней части седиментационного цикла. Узорчатость обусловлена неравномерным распределением микрокристаллического рассеянного шпирита, частично по ходам илоедов. Пришлифовка, х2,5, Скв. Пазвере, глубина 22,45 м K_I^{Vs}

2. Верхний контакт доломита каармаского типа с трещинами усыхания. Выше контакта брекчия разламывания. Пришлифовка, х1,0. Скв. Каармизе, глубина 34,65-34,75 м, K_I^{Vt}

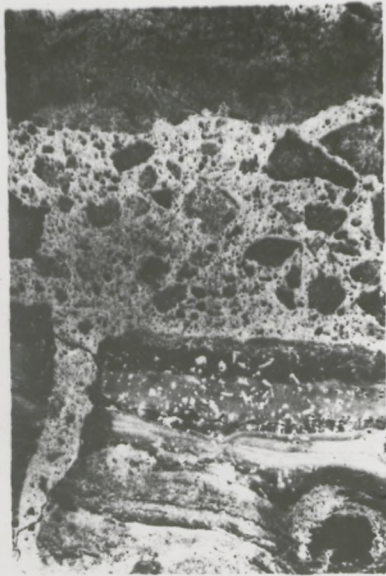
3. Доломит каармаского типа с характерной микроволнистой слоистостью срезанными контактами серий слойков. Скв. Кипи, глубина 11,20-11,30 м, K_2^H .

4. Постседиментационное нарушение слоистости в доломите каармаского типа. Пришлифовка, х1,5. Скв. Вайвере, глубина 34,30-34,36 м, K_2^H .

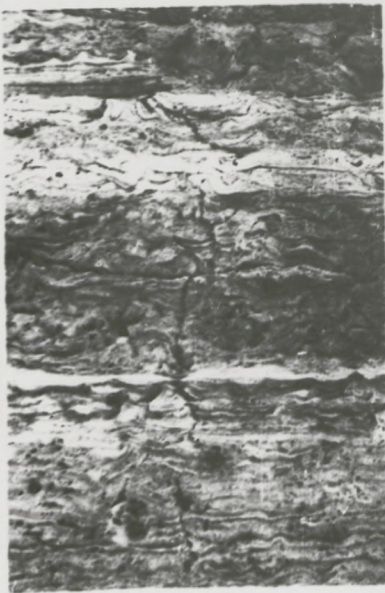
Таблица I



1



2



3



4

II таблица

Доломиты лагуно-литоральной зоны. Интер-литораль.

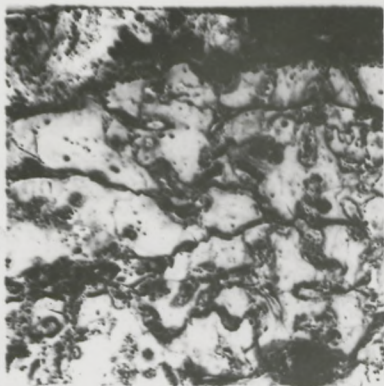
1. Поверхность разрыва с микрожелобом стока в эвриптеровом доломите. В желобе линза илесто-мелкообломочного доломита. В верхней части снимка слабовыраженные поверхности перерыва. Пришлифовка, хI,2. Скв. Каармизе, глубина 16,90-16,98 м, K_I^{Vs} .

2. Эвриптеровый доломит с характерной полого-волнистой микрослойчатостью, мелкими ходами илоедов. В верхней части - срезанная линза скрытокристаллического доломитистого известняка. Пришлифовка, х0,75. скв. Киши, глубина 33,40-33,56 м; K_I^{Vs} .

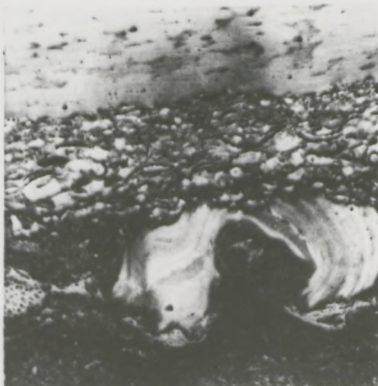
3. Линзовидно-тонкослойное чередование эвриптерового доломита и микрокристаллического известняка с двумя прослойками илесто-обломочного известняка с плоскими гальками микрокристаллического известняка. Пришлифовка, х0,75. Скв. Охесааре, глубина 129,85-129,97 м; K_I^{Vs} .

4. Доломит мелкоузорчатый по ходам илоедов с волнистыми прослойками тонкозернистого сгусткового и илесто-мелкообломочного известняков (вторично доломитизированные). Внутри ходов илоедов (светлые) частые копролиты. Пришлифовка, хI,0. Скв. Каармизе, глубина 19,05-19,15 м; K_I^{Vs} .

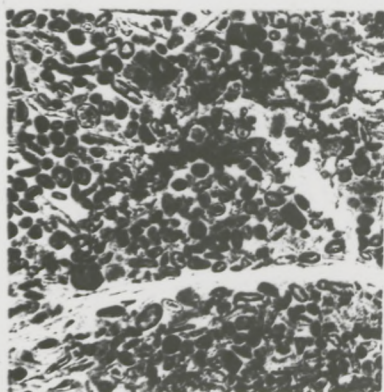
Таблица II



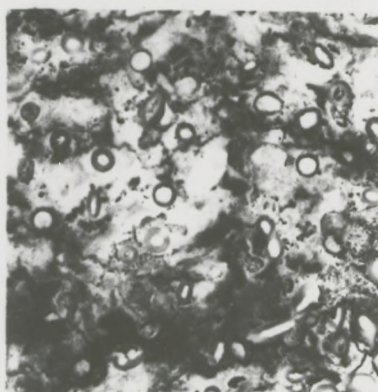
1



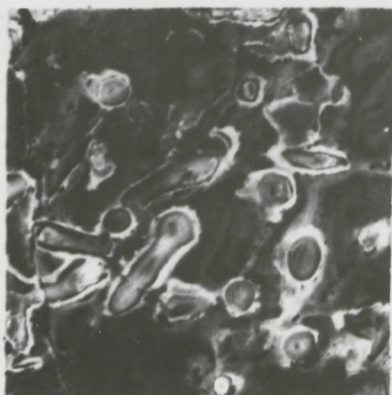
2



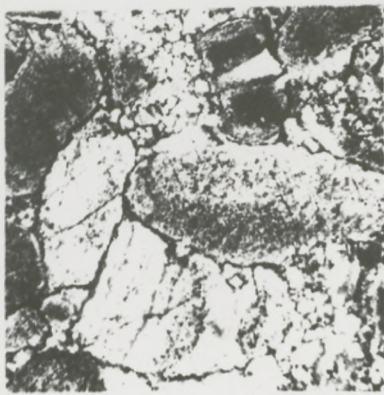
3



4



5



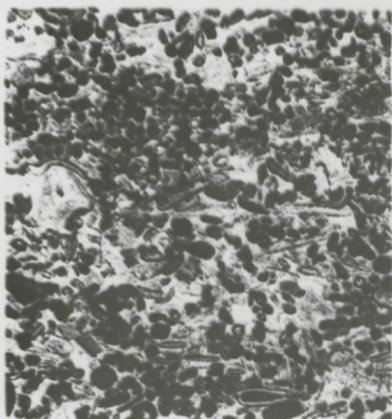
6

III таблица

Зернистые известняки зоны волнения

1. Известняк мелкодетритовый стустковый с диагенетическим кальцитовым цементом. Детрит частично микритизирован. Шлиф. х20. Скв. Охесааре, глубина 155,6 м; J₂S
2. Известняк оолитовый с диагенетическим кальцитовым цементом. Пришлифовка, х1,0. Скв. Каармизе, глубина 18,25 м; K₁
3. Известняк сортированно-детритово-обломочный с диагенетическим кальцитовым цементом. Шлиф. х7. Карьер Рохукла, G_{I-2}H.
4. Известняк онкелитовый (вторично доломитизированный) мелкообломочно-стустковой основной массой. Центрами нарастания онкелитов служили створки пелеципод. Пришлифовка, х1,0; скв. Кингисепп, глубина 57,95-58,05 м; K_I Vs
5. Известняк несортированно-крупнодетритовый с диагенетическим кальцитовым цементом. Шлиф. х10. Скв. Охесааре, глубина 3,0 м; K₂ bL
6. Известняковый конгломерат с диагенетическим кальцитовым цементом и плохо отсортированным обломочным материалом. Крупная наклонная галька сложена микрослойчатым мелкодетритово-шламным известняком. Пришлифовка, х1,0. Сарве; G_{I-2}H.

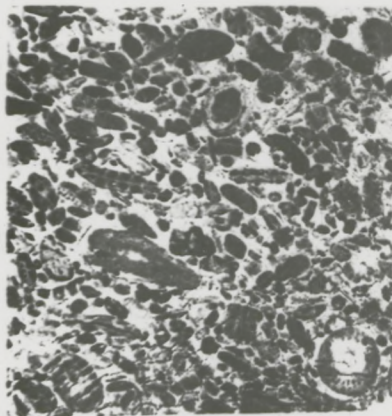
Таблица III



1



2



3



4



5



6

IV таблица

Биогермные и зернистые известняки зоны волнения

1. Известняк коралловый волнисто-слоистый с несортированно-илистодетритовой основной массой. Пришлифовка, хI,0. Скв. Кингисепп, глубина 94,98-95,05 м; J₂M

2. Известняк биогермный с однородной микрокристаллической основной массой. Ветвистые табуляты включены в илистую массу. Пришлифовка хI,0. Обн. Килтси, G_{I-2} H.

3. Известняк илисто-биоморфный пеллециподовый с илисто-мелкодетритово-сгустковой основной массой. Наверху прослой плоскогалечного конгломерата, внизу - тонкслоистый сгустковый известняк со срезанной верхней поверхностью. Пришлифовка, х0,8. Скв. Кипи, глубина 37,32-37,44 м; K_I V_s

4. Известняк криноидный с частыми колониями ругоз, табулят с глинисто-карбонатной основной массой. Пришлифовка, хI, Сарве; G_{I-2} H.

Таблица IV



1



2



3



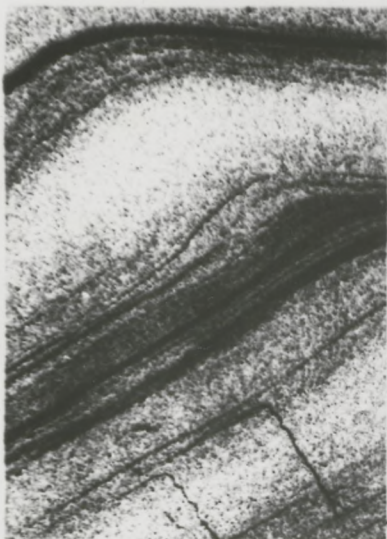
4

У таблица

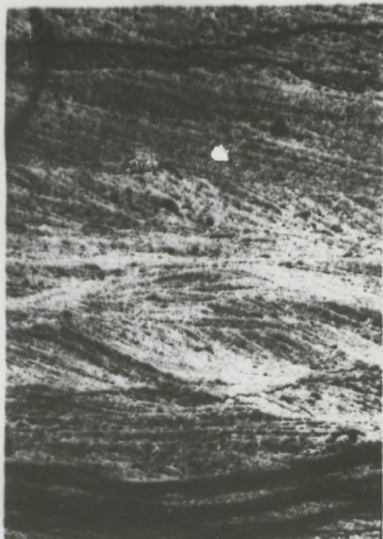
Зернистые известняки внешнего края зоны волнения

1. Известняк сгустково-шламовый наклонно-слоистый, маркированный прослойками слабо битуминозного известкового мергеля. Пришлифовка, х0,8. Скв. Кирикукола, глубина 65,10-65,20 м; Θ_3K .
2. Известняк мелкодетритово-шламовый косослоистый с диагенетическим кальцитовым цементом. Внизу волнистые прослойки битуминозного известкового мергеля. Пришлифовка, х0,75. Скв. Охесааре, глубина 155,66-155,73 м; JqS
3. Наклонная поверхность размыва на границе седиментационных ритмов. Ниже границы - микрослойный сгустково-шламовый известняк, выше - плоскогалеchnый конгломерат с малоокатанными гальками и несортированно-илисто-детритовой основной массой. При шлифовке, х1,5. Скв. Пуску-2, глубина 15,3 м; $\Theta_{I-2}H$.
4. Резко выраженная неровная поверхность перерыва, ниже которой известняк илисто-шламовый, выше - обломочно-детритовый с редкими малоокатанными гальками известняка. Ниже лежащего слоя. Пришлифовка, х1,5. Скв. Пуску-2, глубина 17,20 м. $\Theta_{I-2}H$.

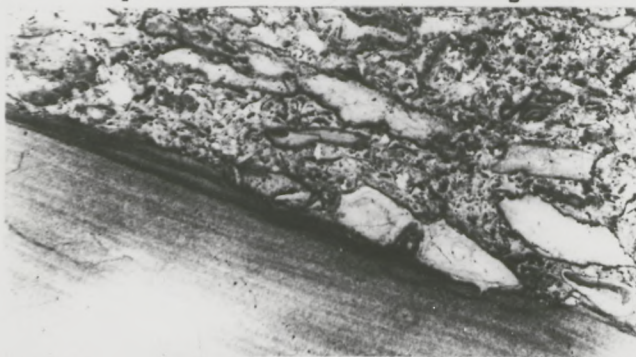
Таблица У



1



2



3



4

VI таблица

Илисто-детритовые известняки зоны открытого шельфа

1. Сильно пиритизированная неровная стглаженная поверхность перерыва с глубокими разветвляющимися карманами. Выше поверхности известняк полукомковатый илисто-детритовый, ниже поверхности известняк массивный скрытокристаллический. Пришлифовка, хI,0. Скв. Варбла, глубина 167,77-167,87 м; Граница H/e₃.
2. Известняк илисто-детритовый полукомковатый с прерывистыми волнистыми прослойками мергеля. Внешняя поверхность керна, хI,0. Скв. Охесааре, глубина 149,35-149,45 м; J₂S^r
3. Известняк илисто-детритовый яснокомковатый с известковым детритовым мергелем. Пришлифовка, хI,0. Скв. Варбла, глубина 157,90-158,00 м; H^v
4. Крупные пиритизированные нальки в илисто-детритовом известняке между двумя неровными несглаженными пиритизированными поверхностями перерыва. Пришлифовка, х0,75. Скв. Пярну, глубина 42,35-42,44 м; J₁N

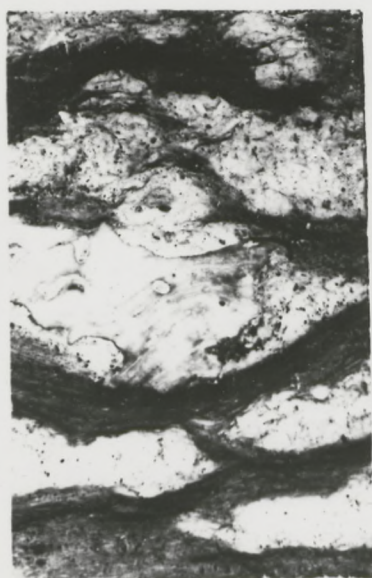
Таблица УІ



1



2



3



4.

УІІ таблица

Илисто-детритовне известняки зоны открытого шельфа

1. Известняк илисто-детритовый комковатый. Детрит ориентирован вертикально внутри крупных горизонтальных ходов заравнивания. Пришлифовка, х1,5; Скв. Охесааре, глубина 114,57-114,6 м; K₂S

2. Известняк илисто-детритовый контрастно-комковатый с прослоем илисто-биоморфного брахиоподового известняка. Пришлифовка, х1,5. Скв. Юру, глубина 11,8 м; G_{I-2}V

3. Мергель мелко-детритовый с участками неориентированного детрита. Фация открытого шельфа. Шлиф. х 20. Скв. Охесааре, глубина 107,3 м; K₂S

Мергели переходной зоны:

4. Пиритизированная раковина гастроподы в глинистом мергеле. Поверхность раскола, х2,5. Скв. Приекуле, глубина 944 м;

5. Волнистослоистое чередование глинистого известняка с редким детритом, ходами илоедов и однородного мергеля глинистого. Пришлифовка, х1,5. Скв. Варбла, глубина 147,70-147,7 м; H'V

Таблица VII



1



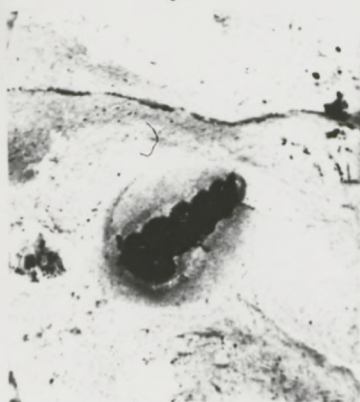
2



3



5



4

УШ таблица

Мергели переходной зоны

1. Поверхность раскола однородного светлозеленого глинистого мергеля. Макрофция материкового склона, х0,75, Скв. Эн-гуре, глубина 1033,3 м;

2. Мергель глинистый зеленовато-серый с прослоями темно-серого карбонатного аргиллита. Первичная горизонтальная слоистость частично нарушена илоедами. Вертикальная поверхность раскола, х1,2. Скв. Нитауре, глубина 630,97-630,08 м;

3.

Граптолитовые аргиллиты депрессионной зоны

3. Неориентированное расположение остатков граптолитов на горизонтальной поверхности напластования темно-серого аргиллита. Скважина Пилтене, глубина 918,6 м.

4. Горизонтальная микрослойчатость, в прослое глинистого илистого известняка в граптолитовых аргиллитах. Пришлифовка, х1,1. Скважина Нитауре, глубина 666,8 м;

5. Отпечатка хиолита на горизонтальной поверхности темно-серого аргиллита. Поверхность раскола, х1,0; Скважина Приекуле, глубина 1227 м.

6. Густая сеть ходов илоедов в аргиллите, заполненных светлозеленой глиной на контакте слоев. Поверхность раскола, х1,5; Скважина Пилтене-30, глубина 914,2 м;

Таблица VIII



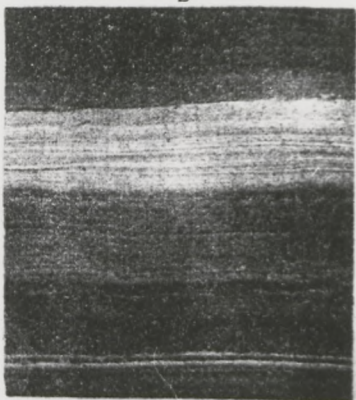
1



2



3



4



5



6

Aruande

"Keskordoviitsiumi ja ländoveri Balti basseini
fatsiaalsed mudelid"

r e t s e n s i o o n

Retsensent leiab, et aruande autorid - V.Nestor, H.Nestor, L.Põlma, L.Hints ja R.Einasto - on koostanud ühe viimase aja mahukamatest ja sisukamatest aruannetest Eesti NSV TA Geoloogia Instituudis. 299 leheküljel on toodud rohkesti informatsiooni kahe vanapaleosoikumi ladestiku stratigraafia, fauna, litoloogia, paleogeograafia, paleoökoloogia ja muu sellise kohta, mida võime summeerida termini "fatsiaalsus" all. Tunnustust väärivad mitmed uudsed seisukohad vanapaleosoilise Balti settebasseini arengu ja liigestuse tõlgendamisel, matemaatiliste meetodite kasutamine materjalide läbitöötamisel jne. Retsensent leiab, et autorid on oma töösse suhtunud hoolikalt, ja et aruanne väärrib head hinnet. Võrreldes juba klassikalisteks muutunud K.Orviku ja R.Männili doktoridissertatsioonide ning Eesti siluri monograafiaga, peab nentima, et Paleobalti settebasseini uurimisel on astutud samm edasi. Vaadeldav aruanne on kahtlemata heaks lähtealuseks järgnevatele samalaadilistele uurimistele.

Asjalik teaduslik töö tõstatas alati küsimusi ja vastuväiteid. Jätame kõrvale pisemad "iludusvead" - loetud 299 leheküljel on rohkesti nii parandamata trükivigu kui ka väieldavaid seisukohti. Viimastest mainiksin siiski, et end ordoviitsiumi stratigraafias ebakompetentseks pidavale retsensendile oleks ehk tulnud selgeks teha, miks varemalt erivanuselisteks loetud (akad. K.Orviku tööd) aseri lademe biofatsiaalsed

ühikud on nüüd püütud ajaliselt korreleerida.

Põhipuudusena tuleks esile tõsta kolm. Need on:

1) näib, et antud puhul on tegemist kahe erineva juhendaja käe all töötanud kahe kollektiivi töötulemustega. Nende surumine ühiste kaante vahele oleks väärinud tihedamat kooskõlastamist ja aruandjate omavahelisi konsultatsioone. Nüüd oleme saanud ühe pealkirja all tegelikult kaks erinevat aruannet, mida ka sissejuhatus ja kokkuvõte ei suuda "ühe mütsi alla" suruda. Keskkordoviitsiumit käsitlev aruande osa tõrkab silma faktilise materjali rohkusega. Kohati ehk tekitab küsimusi selle materjali erinev läbitöötamise aste. Kui ühte joonisesse suruda faunamäärangud, mis kõiguvad liigist klassini, määrata seejuures leidude tiheduse tegelikku astet (vt. joon. 3), kipub tekkima kahtlus taoliste jooniste väärtuses. Ländoveri osa käsitlel puhul paistab silma märksa suurem üldistatus. Samal ajal jääb vajaka faktilisest materjalist, mis seda toetaks. See omakorda sunnib aruandesse süvenemisel lappama varasemaid publikatsioone, või isegi - ootama trüki olevate ilmumist.

2) Retsenseeritava aruande pealkiri ja sisu vahel on mõningane erinevus - terviklike Paleobalti settebasseinini vastavate ajalõikude lubatud fatsiaalsete mudelite asemel on antud vaid osa, kuigi küll põhiline osa neist.

3) Miks valiti uurimisobjektiks kaks aastamiljonitega lahutatud ajalõiku? Järjepidev fatsiaalse arengu uurimine oleks ehk andnud huvitavamaid tulemusi? Siinsamas võib esitada ka küsimuse, miks aruande kuendas peatükis, s.o. üldistavas osas on toodud esitatud tõendusmaterjalidest märksa laiemad üldistused? Aruanne on koostatud vaid kahe ladestiku uurimise

alusel. Järelduste osas on aga mainitud ajastikest üle kolme korra pikem ajalõik - ordoviitsium (miskipärast tremadokita) ja kogu silur - jaotatud konkreetseteks settebasseini arengu etappideks.

Retsensendi järeldus on, et aruande autorite käsutuses olev materjal on märksa suurem avaldatust. Selle materjali läbitöötamine - ja edaspidi mitte ainult kahe ladestiku osas - on hädavajalik. Samaväärselt hädavajalik on ühise metoodika alusel töötava ühtse kollektiivi loomine. Siiras palve viimasele on see, et tuleks ka süveneda senisest rohkem varemtehtusse.

Kordan, aruande autorid on oma eriala nimekad spetsialistid ning töö on tehtud heal tasemel. Retsensendi märkused on esmajoones mõeldud arvestamiseks samalaadilise töö jätkamiseks juba järgmisel tasandil.

Töö teoreetilises ja praktilises väärtuses, samal ajal ka selle jätkamise vajaduses ei tähiks kahtlust olla.

Tallinn, 24.02.1977

A. Aaloe

/A. Aaloe/

ENSV TA GI litoloogia sektori
vanemteadur, geol.-min. tead. kand.

Р е ц е н з и я

отчета по теме "Фациальные модели среднеордовикских и лlandoверийских бассейнов Прибалтики" авторов
Нестор В.В., Нестор Х.Э., Пылма Л.Я., Хинтс Л.М.,
Эйнасто Р.Э. 1976 г.

Отчет состоит из 299 стр. текста 10 текстовых таблиц и 8 фототаблиц. Текст иллюстрируется многочисленными графическими рисунками (52). Отчет составлен коллективом авторов, выбор которых весьма удачный: участвовали как литологи, так и палеонтологи.

Основная цель: разработка фациальных моделей среднеордовикских и лlandoверийских отложений Северной и Средней Прибалтики выполнена. Поскольку составление моделей карбонатного осадконакопления вообще новое направление в геологии, то следует приветствовать авторов Р. Эйнасто и Х. Нестор, составивших первую в Прибалтике фациальную модель силурийских отложений. (1973). Эта модель является и основой настоящей работы, хотя она усовершенствована. Карбонатное осадконакопление в среднем ордовике более стабильное и не характеризуется такой петротой литофаций. Поэтому авторы нашли возможным на основе силурийской модели конструировать модели шельфовых отложений среднего ордовика и среднего лlandoвери. Нет сомнений, что работа хорошего качества, обоснована фактическим материалом, содержит аргументированную теорию о развитии Балтийского палеобассейна и о закономерностях накопления карбонатных осадков в нем в рассматриваемое время. Хочется подчеркнуть глубоко про-

думанное и довольно смелое изложение общей фациальной модели силурийских отложений, генетическую расшифровку различных типов отложений, выявление закономерностей распространения кислотоустойчивого микропланктона и -бентоса, в частности хитинозои. Микролитологическая характеристика среднеордовикских отложений более детальная, поэтому высказанное всегда сопровождается цифровым фактическим материалом. Большой детальности авторы добились при изложении фаунистического материала ордовикских отложений.

Рецензенту хочется высказать авторам несколько критических замечаний и предложений.

Авторам не удалось слить работу в одно целое. Ордовик изложен совсем по-другому, чем силур. Силур полон теории осадконакопления, типов пород, закономерностей развития бассейна. Ордовик - это детальная литологическая и фаунистическая характеристика разреза по профилям I-I и II-II. Силур характеризуется одним профилем, ордовик - двумя.

Если авторам предоставится возможным, то желательно оформление отчета в двух томах (ордовик и силур отдельно).

Количество скважин (8) - малое, и поэтому изменение состава отложений не всегда ясное (например кукурузеского, оандуского, раквереского и др. горизонтов).

По мнению рецензента, фациальные модели должны быть обоснованы литофациальными изменениями или их постоянством распространения. При характеристике отложений ордовика забыты литологические единицы, свиты, пакки.

В ордовикской части обоснованы границы горизонтов в отдельной главе, надо было бы несколько остановиться на причинах изменения первичных границ.

Не понятно, почему схемы мощностей горизонтов ордовика помещены в части фаунистической характеристики разреза, т.к. на картах биофашии изомощности показаны.

Карта фактического материала насыщена большим количеством скважин, но на самом деле они в тексте мало используются. Плохо, что скважины перенумерованы, не понятно какие скважины Хаапсалу, Рапла и т.д. использованы в работе.

Схема тектонических нарушений (рис. 44) несколько неожиданная — она слабо объяснена, хотя сама очень сложная, по всей вероятности и спорная.

Рецензируя, можно сказать, первый отчет по фаціальным моделям, необходимо помнить, что разработка темы является не окончательной, тем более, что обобщения даются на основе лишь двух профилей (т.е. ограниченное количество детально отработанных скважин) и несмотря на очень детальные палеонтологические исследования. Тема моделирования поставлена на повестку дня своевременно и ее надо разрабатывать. Стратиграфическая схема Прибалтики характеризуется большой детальностью, имеется детальная литостратиграфическая схема. Поэтому пора приступить к составлению фаціальных моделей на уровне литостратиграфических подразделений: свит, пачек, слоев по всему разрезу (в том числе ордовика, где сложная литостратиграфическая схема составлена при участии авторов).

Немного ^{за} Несмотря на некоторые критические замечания, работа заслуживает полного внимания. Она содержит много нового и интересного. Закономерности распространения фации (т.е. литофаціальная модель осадконакопления) имеют практическую ценность для гидро-

геологов, поисковикам полезных ископаемых осадочного чехла.
Работа хорошо читаема и корректно оформлена. Отчет заслуживает "хорошую" оценку.

" 24 " февраля 1977 г.

Ст. геолог Кейлаской геологической
партии

Ellala
Э. Кала

