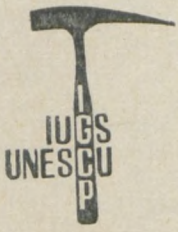
Р. Ж. УЛЬСТ
Л. К. ГАЙЛИТЕ
В. И. ЯКОВЛЕВА

ОРДОВИК ЛАТВИИ

Р. Ж. УЛЬСТ,
Л. К. ГАЙЛИТЕ,
В. И. ЯКОВЛЕВА

ОРДОВИК ЛАТВИИ



Проект
«Экостратиграфия»

МИНИСТЕРСТВО ГАЗОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Р. Ж. УЛЬСТ,
Л. К. ГАЙЛИТЕ,
В. И. ЯКОВЛЕВА

ОРДОВИК ЛАТВИИ

Eesti
Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut
№ 409

РИГА «ЗИНАТНЕ» 1982

554
26.323
У 514
УДК 551.733.1+56(113.3)(474.3)

Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., Яковлева В. И. ОРДОВИК ЛАТВИИ. — Рига: Зинатне, 1982. — 294 с.

В книге обобщены результаты литологических, палеонтологических, палеогеографических исследований ордовика Латвии. Охарактеризованы местные стратоны, выделены основные типы пород, приведены сведения об их коллекторских свойствах. Даны биостратиграфические обзоры основных групп фауны — трилобитов, остракод, граптолитов, хитинозой, конодонтов, охарактеризованы фаунистические комплексы горизонтов, обосновано выделение и корреляция последних. Выявлены основные закономерности распределения фациальных зон и истории геологического развития ордовикского бассейна Латвии. Табл. 27, ил. 66, библиогр. 145 назв.

Под редакцией Ф. К. ВОЛКОЛАКОВА

Печатается по решению Редакционно-издательского совета АН Латвийской ССР от 28 декабря 1979 года

У $\frac{20801—04}{M811(11)—82}$ 32.82.1904040000

© Всесоюзный научно-исследовательский институт морской геологии и геофизики, 1982

ПРЕДИСЛОВИЕ

Ордовикские отложения слагают значительную часть разреза нижнего палеозоя Латвии. В течение последних двух десятилетий они являлись объектом исследований при проведении на территории республики планомерных геологосъемочных, нефтепоисковых и гидрогеологических работ, а также в связи с использованием ордовикских образований в качестве естественных поглощающих сред, способных служить подземными хранилищами газа и ловушками для захоронения особо вредных, не поддающихся очистке промышленных стоков.

Работы, предшествовавшие периоду развернутого геологосъемочного и нефтепоискового бурения, начавшегося в 60-х годах, немногочисленны и характеризуют лишь отдельные районы республики. Первые определения ордовикской фауны и стратиграфическое расчленение разрезов осуществлены Т. Н. Алиховой и А. Н. Нецкой. Одно из ранних обобщений малочисленных данных по стратиграфии, литологии и фациям этих образований выполнено Р. Ж. Ульст [1959].

Неоценимый вклад в дело изучения ордовика Латвии внесен в конце 60-х годов Р. М. Мяннилем, предложившим схему детального подразделения отложений этого возраста, впервые обосновавшим корреляцию стратонов ордовика на территории всего Балтоскандинавского региона и выявившим фациальную зональность последнего [Мянниль Р. М., 1963, 1966; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968]. Позже нефтепоисковой (ныне геолого-гидрогеологической) и геологоразведочной экспедициями Управления геологии Совета Министров Латвийской ССР были пробурены многочисленные скважины, вскрывшие ордовикские отложения и предоставившие богатый керновый и каротажный материал, первичная обработка которого выполнена геологами экспедиций. Особая роль в этом принадлежит Л. П. Карпицкой, составившей тщательную первоначальную документацию многочисленных глубоких скважин Западной и Центральной Латвии; ею же сделаны обобщения по отдельным структурным площадям, составлены литолого-палеогеографические и палеотектонические карты, вошедшие во многие фондовые и печатные работы.

В период 1965—1978 гг. во ВНИИморгео систематически проводились работы по изучению отложений ордовика Латвии. Исследования велись с учетом двух аспектов: литолого-стратиграфического и палеонтологического.

Холдре
С-4
Пуйкуле
С-8
В-7
Личи
Цирулиши
Д-100
Бирини
Понкули
А-99
А-64
Б-17
Ляулены-XXVI
М-93
Мадона
Н-2Р
И-10П
Н-58
Рига
П-40
Д-2
Д-1
Б-80
С-102
П-1Р
А-9
Л-15
Резекне
Н-106
М-105
Ш-103
Тауркалне
В-5Р
А-6Р
В-25
Межциемс
К-104
Даугавпилс
Б-1Р
К-57
Д-91
Д-92
Д-59
Д-84
С-83
И-87
Рагациемс
Кемери
Э-4
Т-55
К-54
О-944
Вентспилс
Д-3
П-36
Павилоста
Кулдига
К-52
К-28
К-26
К-25
К-24
К-27
В-89
С-90
С-56
С-31
С-26
С-27
Б-5
С-8
С-33
С-28
С-35
Ц-10
Р-3
С-9
Лиепая
П-11
П-77
П-25
П-20
П-16
В-101
П-30
П-95
П-18
Э-9
I • К-25
II ⊙ Т-55
III
IV ○ Рига

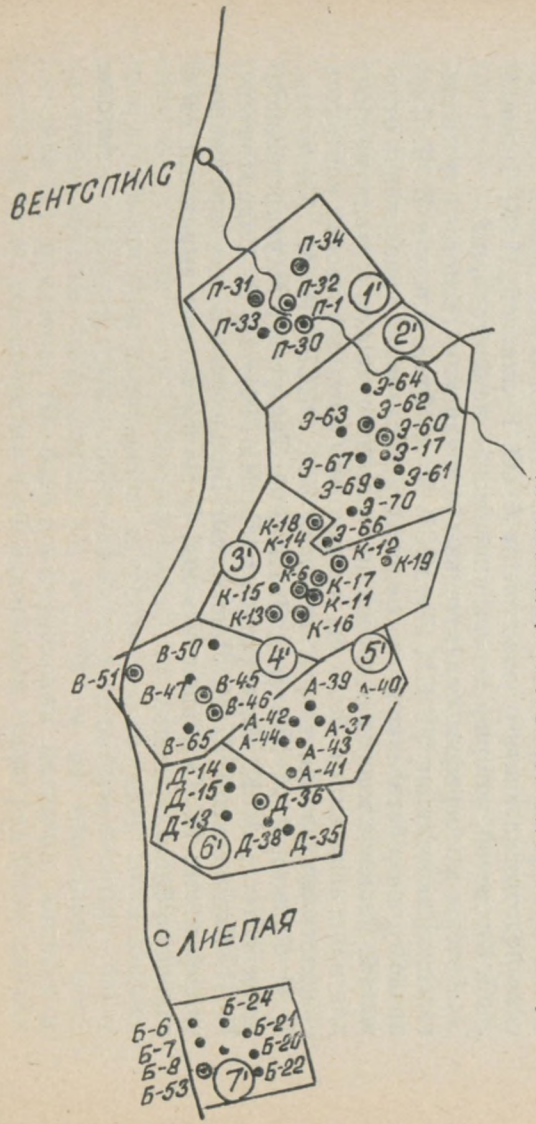


Рис. 1. Схема расположения глубоких скважин.

I — скважины, вскрывшие ордовикские отложения; *II* — скважины, керн которых опробован; *III* — площади структурного бурения: *1* — Пилтенская; *2* — Эдольская; *3* — Кулдигская; *4* — Вергальская; *5* — Айзпутская; *6* — Дурбеская; *7* — Бернатская; *IV* — крупные населенные пункты: С-56 — Скрунда-56; С-31 — Никраце П-31; С-28 — Скрунда П-28; С-26 — Скрунда Р-26; С-27 — Скрунда Р-27; С-33 — Скрунда Р-33; С-35 — Скрунда Р-35; П-11 — Приекуле Р-11; П-77 — Приекуле-77; П-25 — Приекуле-25; П-20 — Приекуле-20; П-16 — Приекуле-16; П-95 — Папе-95; П-18 — Папе П-18; П-30 — Юрмалциемс П-30; К-52 — Кандава-52; К-28 — Кандава-28; К-25 — Кандава-25; К-24 — Кандава-24; К-27 — Кандава-27; К-26 — Кандава-26; К-54 — Колка-54; О-94 — Овиши-94; Д-3 — Вентспилс Д-3; П-36 — Юркалне П-36; Т-55 — Талсы-55; Э-4 — Энгуре-4; В-89 — Варме-89; С-90 — Снепеле-90; Д-59 — Деголе-59; Д-84 — Деголе-84; Д-85 — Деголе-85; С-83 — Слампе-83; И-87 — Ирлава-87; Р-3 — Ремте-3; К-9 — Куйли-9; Б-5 — Блидене-5; С-8 — Стури-8; Ц-10 — Циецере-10; Э-9 — Эзере-9; В-101 — Вайнёде-101; Д-91 — Добеле-91; Д-92 — Добеле-92; К-57 — Кроньауце-57; П-40 — Рига П-40; Д-2 — Рига Д-2; Д-1 — Олайне Д-1; Б-80 — Балдоне-80; Б-1Р — Бауска 1Р; С-4 — Стайцеле-4; В-7 — Валмиера-7; С-8 — Стренчи-8; А-99 — Алуксне-99; А-64 — Алуксне-64; Д-100 — Дзербене-100; Л-XXVI — Ляулены-XXVI; Н-58 — Нитауре-58; М-93 — Мадона-93; И-2Р — Инчукалнс 2Р; И-I-ОП — Инчукалнс I-ОП; С-102 — Скривери-102; П-1Р — Плявиняс 1Р; В-5Р; Виесите 5-Р; А-6Р — Акнисте 6-Р; Б-17 — Балтинава-17; Л-15 — Лудза-15; А-9 — Аташиене-9; Н-106 — Нагли-106; М-105 — Малта-105; Ш-103 — Шкяуне-103; В-25 — Вишки-25; К-104 — Краслава-104; *1'* — Пилтенская площадь; П-34 — Пилтене-34; П-31 — Пилтене-31; П-33 — Пилтене-33; П-32 — Пилтене-32; П-1 — Пилтене-1; П-30 — Пилтене-30; *2'* — Эдольская площадь: Э-64 — Эдоле-64; Э-63 — Эдоле-63; Э-62 — Эдоле-62; Э-60 — Эдоле-60; Э-17 — Эдоле Р-17; Э-67 — Эдоле-67; Э-69 — Эдоле-69; Э-61 — Эдоле-61; Э-70 — Эдоле-70; Э-66 — Эдоле-66; *3'* — Кулдигская площадь; К-18 — Стирнас-18; К-14 — Плиенькалне-14; К-12 — Ансы-12; К-6 — Адзе-6; К-15 — Риекстини-15; К-19 — Вилцини-19; К-17 — Дижруньги-17; К-13 — Межвагари-13; К-11 — Дреймани-11; К-16 — Межмали-16; *4'* — Вергальская площадь: В-51 — Павилоста-51; В-50 — Вергале-50; В-47 — Вергале-47; В-45 — Вергале-45; В-46 — Вергале-46; В-65 — Вергале-65; *5'* — Айзпутская площадь: А-39 — Айзпуте-39; А-40 — Айзпуте-40; А-37 — Айзпуте-37; А-42 — Айзпуте-42; А-44 — Айзпуте-44; А-43 — Айзпуте-43; А-41 — Айзпуте-41; *6'* — Дурбеская площадь: Д-14 — Айстере — Р-14; Д-15 — Айстере Р-15; Д-13 — Айстере Р-13; Д-36 — Дурбе-36; Д-35 — Дурбе-35; Д-38 — Дурбе-38; *7'* — Бернатская площадь; Б-6 — Бернаты Р-6; Б-7 — Бернаты Р-7; Б-53 — Бернаты-53; Б-24 — Бернаты П-24; Б-21 — Бернаты П-21; Б-20 — Бернаты П-20; Б-22 — Бернаты П-22; Б-8 — Бернаты Р-8.

Основные результаты исследований ордовикских отложений Латвии геологами ВНИИморгео изложены в ряде статей [Волколаков Ф. К., Спрингис Т. К., 1969; Гайлите Л. К., 1970—1976, 1978; Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж., 1972, 1975; СпрингисТ. К., 1973, 1974; Ульст Р. Ж., 1972, 1975; Стратиграфическое значение..., 1976; Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., 1970, 1976; Яковлева В. И., 1973, 1974, 1978]. Они послужили основой создания местной стратиграфической схемы ордовика. Характеристика строения разрезов некоторых скважин и отдельные вопросы микропалеонтологии ордовика Латвии рассмотрены в работах сотрудников Института геологии АН Эстонской ССР [Вийра В. Я., 1968, 1974; Мянниль Р. М., 1972, 1976; Пылма Л. Я., Сарв Л. И., Хинтс Л. М., 1977]. Накопление богатого материала по фауне, стратиграфии, литологии и фациям ордовикских отложений Латвии, опубликованного лишь в виде отдельных, посвященных частным вопросам статей, обусловило выдвижение в качестве основной задачи систематизации и монографического обобщения данных; решение ее и осуществлено в настоящей работе.

В основу биостратиграфических, литолого-фациальных и палеогеографических построений положены конкретные данные о строении разрезов ордовика Латвии, групповом составе и распространении в разрезах и по площади органических остатков. Выводы о составе и строении ордовика Латвии, отражающие современное состояние наших знаний, базируются на изучении кернового материала из 77 скважин (рис. 1). Кроме того, использованы данные каротажных диаграмм еще 58 скважин, пробуренных на территории республики. Диагностика, синтез данных о приуроченности и стратиграфической валентности трилобитов, остракод и хитинозой проводились Л. К. Гайлите, конодонтов и граптолитов — Р. Ж. Ульст. Характеристика комплексов хитинозой и стратиграфические выводы по ним в значительной мере базируются на материале, полученном при изучении этой группы микроостатков А. И. Фридрихсоне. Литологическими исследованиями и характеристикой коллекторских свойств пород занималась В. И. Яковлева, выделением литостратонов, реконструированием палеогеографических и палеотектонических обстановок — Р. Ж. Ульст.

Лабораторная обработка микропалеонтологических проб и техническая подготовка книги осуществлены Л. Ю. Куликовой, И. К. Силиней, Л. Я. Климовой, которым авторы книги искренне благодарны.

Авторы монографии признательны сотрудникам геолого-гидрогеологической экспедиции УГ СМ ЛатвССР А. А. Фрейманису и В. Я. Карпицкому, способствовавшим проведению исследований ордовикских отложений. Решение многих вопросов по геологии ордовика Латвии, важных для написания книги, было бы невозможным без творческих контактов с коллегами из Института геологии АН ЭССР: Р. М. Мяннилем, Л. И. Сарвом, Л. М. Хинтс, Л. Я. Пылмой; Тартуского государственного университета: А. К. Рыымусоксом; ЛитНИГРИ: Н. В. Сидаравичене, П. П. Лапинскасом, Е. М. Лашковым; Вильнюсского государственного университета: И. Ю. Пашкевичюсом. Всем им авторы выражают свою глубокую благодарность.

Авторы

Глава 1. ОБЩИЙ ОБЗОР

Распространение. Ордовикские отложения на территории Латвии распространены повсеместно и почти на всей площади представлены всеми тремя отделами. Исключением являются северо-западная (скважины Овиши-94, Вентспилс Д-3) и юго-восточная (скважины Шкипе, Берзини, Шкяуне-103) части республики, где денудирована верхняя часть разреза ордовика, а в пределах Валмиерско-Локновского поднятия сохранился лишь нижний отдел (скважины Понкули, Стренчи-8, Валмиера-7).

Условия залегания. Характер залегания ордовикских отложений и глубина их кровли определяются тектоническим строением территории, в пределах которой происходит сочленение крупных структурных элементов — южного склона Балтийского щита, Балтийской синеклизы, Латвийской седловины и Белорусско-Мазурской антеклизы.

Структурная поверхность кровли ордовика в общих чертах конформна рельефу поверхности кристаллического фундамента (рис. 2). Наиболее приподнята кровля ордовика на севере Латвии в пределах Валмиерско-Локновского поднятия, где ее обсолютные отметки составляют −191 м в районе г. Валка и −267 м в районе г. Валмиера. Немного глубже (−206 м в скв. Краслава-10 и −282 в скв. Вишки-25) находится кровля рассматриваемых отложений в юго-восточной части республики, где в пределах Даугавпилсской моноклинали происходит постепенное погружение ордовика в северо-западном направлении; в районе г. Мадона, располагающемся в Гулбенской депрессии в центре Латвийской седловины, глубина его кровли находится на абсолютной отметке −698 м. Небольшое воздымание кровли фиксируется на Эрглинском поднятии (−503 м в скв. Ляулены-XXVI).

К западу от Латвийской седловины поверхность кровли ордовика постепенно погружается и более дифференцирована. Тенденция общего погружения кровли ордовика в юго-западном направлении от −663 м на Дундагской моноклинали (скв. Колка-54) до −1533 м на Южно-Латвийской ступени (скв. Папе-71) нарушается ее воздыманием на поднятиях. В пределах свода Салдусско-Слокского поднятия, протягивающегося в субширотном направлении и состоящего из серии более мелких локальных структур, кровля ордовика имеет абсолютную отметку −647 м на северо-востоке (скв. Слампе-83) и −727 м на юго-западе (скв. Скрунда-27) поднятия. На Западно-Курземском поднятии, вытянутом с юго-запада на северо-восток и объединяющем также ряд более мелких

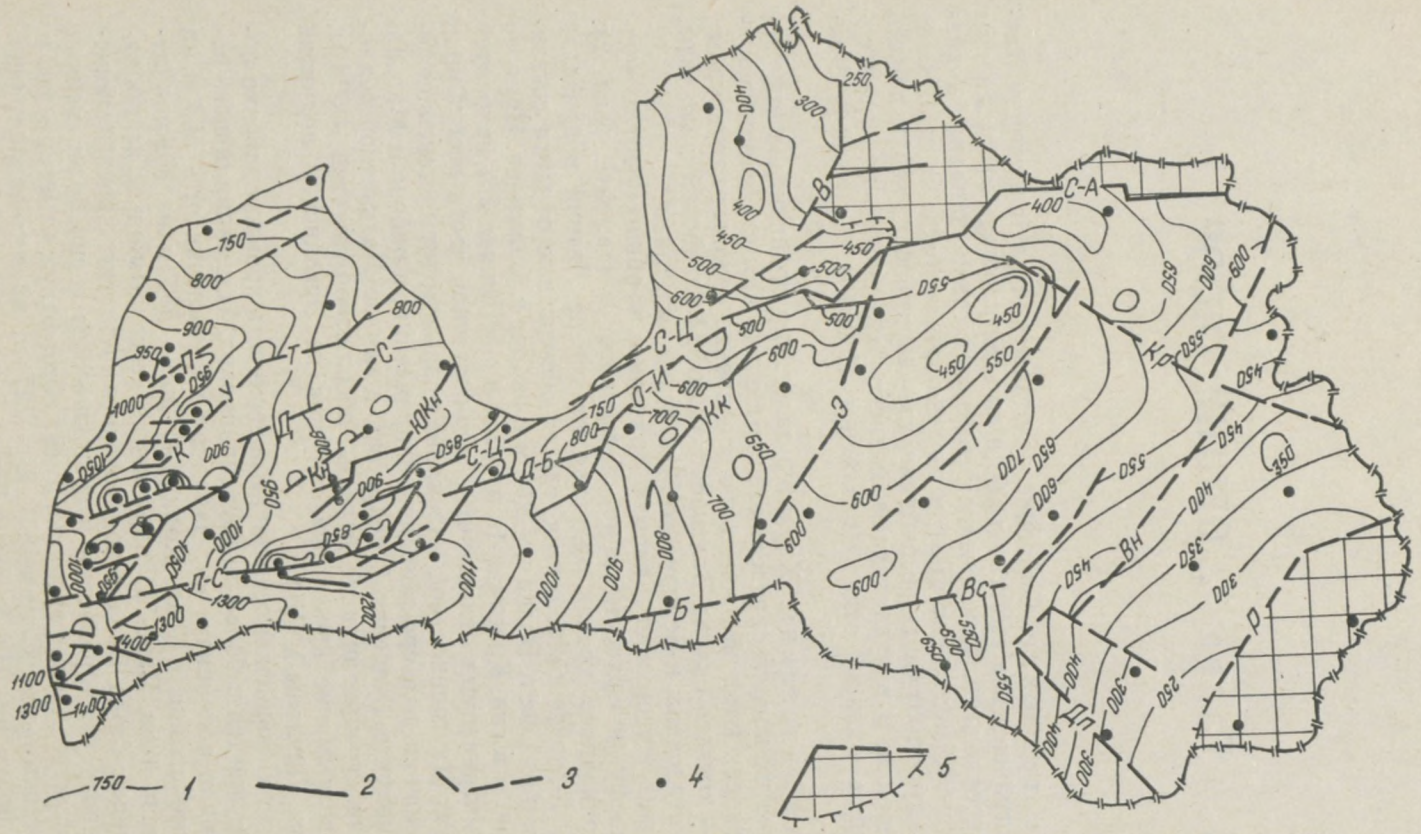


Рис. 2. Структурная схема по кровле ордовика. Составили А. П. Брангулис, Х. С. Брио, А. Я. Нагле, 1979 г.

1 — стратоизогипсы; *2*, *3* — основные (*2*) и предполагаемые (*3*) разрывные нарушения, по А. П. Брангулису и Х. С. Брио [1970] (П — Пилтенское; К — Кулдигское; У — Усмаское; Т — Талсинское; Д — Дурбеское; С — Сабильское; Кн — Кандавское; Ю-Кн — Южно-Кандавское; Л-С — Лиепайско-Салдусское; С-Ц — Слокско-Цесисское; Д-6 — Добельско-Бабитское; О-И — Олайнско-Инчукалнское; Кк — Кекавское; С-А — Смилтенско-Апское; Э — Эрглинское; Г — Гулбенское; Кр — Карсавское; Вн — Вилянское; Дг — Даугавпилсское; Вс — Виеситское; Р — Резнасское; Б —Бауское; *4* — скважины, вскрывшие кровлю ордовика; *5* — районы с постседиментационным размывом кровли ордовика.

локальных структур, кровля ордовика залегает на глубинах −775 м на северо-востоке поднятия (скв. Эдоле-60) и −843 м на юге (скв. Дурбе-35). Западнее и восточнее этого поднятия кровля испытывает погружение. В Лиепайской впадине на побережье Балтийского моря в районе г. Лиепая она залегает на глубине — 1102 м. В Центрально-Курземской депрессии наибольшая известная глубина ее погружения равна — 1015 м в скв. Снепеле-90. Резкое погружение кровли ордовика наблюдается к югу и особенно юго-западу от Салдусско-Слокского поднятия. Перепад глубин, вызванный крупными сбросами, осложняющими южное крыло этого поднятия, составляет 280—380 м. Максимальные глубины залегания кровли ордовика отмечаются на юго-западе Южно-Латвийской ступени в районе нас. п. Папе (скв. 71, −1533 м). Отсюда в северо-восточном направлении происходит постепенное уменьшение глубин залегания до −734 м в районе г. Балдоне. В целом относительно спокойные условия залегания ордовикских отложений осложняются разрывными нарушениями, вызывающими резкие изменения глубин залегания кровли ордовика на крыльях локальных поднятий.

Ордовик трансгрессивно залегает на песчаных отложениях нижнего—среднего кембрия и обычно со стратиграфическим несогласием перекрывается силурийскими отложениями. Лишь в пределах сводов Валмиерско-Локновского и Инчукалнского поднятий, а также на крайнем юго-востоке Латвии на размытой поверхности кровли ордовика залегают среднедевонские отложения.

Фациальные типы ордовика. Ордовикская система в Латвии слагается разнообразными породами, среди которых значительно преобладают известняки, мергели и глины, а доломиты и песчаники играют резко подчиненную роль. На рассматриваемой территории ордовик представлен двумя фациальными типами, впервые выявленными в Прибалтике Р. М. Мяннилем [1963, 1966]. Первый тип — шведско-латвийский (скандинавский, по Р. М. Мяннилю) — развит в пределах Западной структурно-фациальной зоны, охватывавшей в среднем и позднем ордовике почти всю территорию республики, кроме ее юго-восточных районов, расположенных восточнее линии городов Виесите—Нагли—Аташиене—Балтинава, а в раннем ордовике — почти всю западную (исключая северо-западные районы), центральную и северо-восточную части Латвии.

Второй — прибалтийский тип ордовика характерен для Восточной структурно-фациальной зоны и распространен в Латвии на юго-востоке, а в раннем ордовике — и на крайнем северо-западе и севере республики*. Между этими типами разрезов существуют большие различия в строении разреза, вещественном составе и характере фауны. Особенности ордовика Западной и Восточной структурно-фациальных зон отражены в табл. 1.

Фаунистическая характеристика. Одна из характерных черт ордовикских отложений в Прибалтике — насыщенность их ископаемыми остатками, свидетельствующими о богатой и разнообразной фауне, которая представлена трилобитами, остракодами, брахиоподами, иглокожими, мшанками, табулятами, ругозами, граптолитами, конодонтоносителями, наутилоидеями и другими группами, обитавшими в Палеобал-

* Структурно-фациальное районирование ордовикских отложений приводится в соответствии с рекомендациями Пленума Прибалтийской РМСК, состоявшегося в г. Вильнюс в 1973 г.

Таблица 1

Сравнительная характеристика ордовика Западной и Восточной структурно-фациальных зон

Отдел	Шведско-латвийский фациальный тип ордовика Западной зоны	Прибалтийский фациальный тип ордовика Восточной зоны
O_3	Значительная роль в отделе красноцветных отложений Породы: черные аргиллиты, мергели, афанитовые и детритовые известняки Фауна: трилобиты, остракоды, брахиоподы, хитинозои. Биофация с *Dalmanitina* (поркуниский горизонт) Мощность 41—95 м	Сероцветный характер отложений Породы: детритовые, водорослевые, биогермные, полуафанитовые известняки и мергели Фауна: табуляты, ругозы, водоросли, брахиоподы, хитинозои, дендроидные граптолиты. Биофация с *Holorhynchus* (поркуниский горизонт) Мощность 77—113 м
O_2	Сокращенный разрез верхней части отдела Породы: детритовые известняки, мергели, черные аргиллиты Фауна: трилобиты, остракоды, брахиоподы, хитинозои, конодонты, граптолиты Мощность 50—62 м	Стратиграфическая полнота отдела Породы: детритовые известняки, биоморфные мергели, глины Фауна: брахиоподы, остракоды, мшанки, иглокожие, хитинозои, конодонты Мощность 62—103 м
O_1	Стратиграфическая полнота разреза Породы: глины, мергели, известняки Фауна: граптолиты, трилобиты, остракоды, конодонты, брахиоподы, наутилоидеи Мощность 46—101 м	Сокращенный разрез Породы: известняки Фауна: остракоды, конодонты, наутилоидеи, брахиоподы Мощность 12—27 м

тийском ордовикском бассейне. Отмечаются существенные различия в составе и характере ископаемых организмов ордовика Западной и Восточной зон, проявляющиеся на уровне не только видового и родового, но и группового состава фауны.

Ордовик шведско-латвийского типа заключает в себе так называемую скандинавскую фауну, которая, по Р. М. Мяннилю [1966, с. 141], «представляет собой в основном смесь англо-американской (и отчасти также богемской) и прибалтийской фаун и содержит лишь незначительное количество достоверных собственно скандинавских элементов». Прибалтийский ордовик характеризуется довольно специфичной эндемичной фауной.

Подразделение. Расчленение ордовикской системы в Латвии произведено в основном в соответствии со стратиграфической схемой подразделения ордовикских отложений Прибалтики, принятой на Межведомственном стратиграфическом совещании в мае 1976 г. в г. Вильнюс и утвержденной МСК СССР в январе 1977 г. [Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания..., 1978]. Схема содержит стратоны разных категорий — общие, региональные и местные. В основу их выделения положены биостратиграфические и литостратиграфические критерии.

Стратиграфической схеме ордовика Прибалтики свойствен ряд особенностей, отличающих ее как от английского стандарта [Вильямс А., Строн И., Бассет Д. и др., 1972], так и общей стратиграфической шкалы

Таблица 2

Общие стратиграфические шкалы ордовика Англии, СССР и Прибалтики

Английский стандарт [Williams, Strachan et al., 1972]				Общая стратиграфическая шкала СССР [Решение пленума комиссии МСК по ордовикским и силурийским отложениям, 1975]				Общая стратиграфическая шкала Прибалтики 1976 – 1977 гг.			
Series	Stage		Zone	Система	Отдел	Ярус	Зона	Система	Отдел	Ярус	Зона
Ordovician	Ashgill	Hirnantian	D. anceps	Ордовикская	Верхний	Ашгиллский	D. anceps	Ордовикская	Верхний	Ашгиллский	?
		Rowtheyan									D. anceps
		Cautleyan									
		Pusgillian	D. complanatus				D. complanatus				D. complanatus
			P. linearis				P. linearis				P. linearis
	Caradoc	Onnian	D. clingani		Средний	Карадокский	D. clingani		Средний	Карадокский	D. clingani
		Actonian									
		Marshbrookian									
		Longvillian									
		Soudleyan	C. wilsoni				C. wilsoni				C. wilsoni
		Harnagian	C. peltifer				C. peltifer				C. peltifer
		Costonian	N. gracilis			Ландейловский	N. gracilis			Ландейловский	N. gracilis
	Llandeilo	upper									
		middle									
		lower	G. teretiusculus				G. teretiusculus				G. teretiusculus
	Llanvirn	No stages yet defined	D. murchisoni			Лланвирнский	D. murchisoni			Лланвирнский	D. murchisoni
		upper	D. bifidus				D. bifidus				D. bifidus
		lower	D. hirundo			Аренигский	D. hirundo			Аренигский	D. hirundo
	Arenig	upper	D. extensus				D. extensus				D. extensus
		lower	A. sedgwicki				A. sedgwicki				A. sedgwicki
Cambrian	Tremadok		S. pusilla		Тремадокский	Верхний	S. pusilla		Тремадокский	Верхний	S. pusilla
						Нижний				Нижний	
			C. tenellus				C. tenellus				C. tenellus
			D. flabelliforme				D. flabelliforme				D. flabelliforme

СССР, рекомендованной к использованию Постоянной комиссией МСК по ордовику и силуру в 1975 г. Эти особенности отражены в табл. 2.

1. Нижняя граница ордовикской системы в прибалтийской схеме и шкале ордовика СССР показана в основании тремадокского яруса, что соответствует подошве пакерортского горизонта. В английском стандарте вся тремадокская серия включена в состав кембрийской системы. Верхняя граница системы во всех рассматриваемых схемах условно установлена в подошве лландоверийского яруса, синхронной основанию зоны Glyptograptus persculptus. Однако в последние годы Т. Н. Корень, Р. Ф. Соболевской, Н. Ф. Михайловой и Д. Т. Цаем в бассейне р. Колыма, Южном Казахстане и некоторых районах Зеравшано-Гиссарской горной области найдены непрерывные разрезы пограничных отложений ордовика и силура со смешанным составом фауны; обнаружены граптолиты, близкие к *G. persculptus*, и трилобиты с брахиоподами, принадлежащие комплексам далманитиновой и хирнантиевой фаун позднеашгиллского возраста.

2. Ордовикская система в прибалтийской схеме, подобно принятому в шкале СССР делению, расчленена на три отдела. Но объем и верхняя граница нижнего отдела в этих схемах неодинаковы. В прибалтийской схеме граница проходит внутри лланвирнского яруса, в подошве азериского горизонта, тогда как в шкале ордовика СССР — по основанию лланвирна, т. е. в подошве зоны Didymograptus bifidus. В Великобритании общепринятого деления ордовикской системы на отделы не существует.

3. В качестве ярусов в прибалтийской схеме и шкале СССР рассматриваются подразделения, соответствующие стратотипам британских «региональных серий».

4. Объем лландейловского яруса в прибалтийской схеме полностью отвечает двум граптолитовым зонам (Glyptograptus teretiusculus и Nemagraptus gracilis), хотя в английском стандарте верхняя граница зоны N. gracilis проходит уже в низах карадокской серии (в середине Costonian stage).

5. В прибалтийской схеме ашгиллский ярус рассматривается в объеме зон Pleurograptus linearis, Dicellograptus complanatus и D. anceps, причем зональная принадлежность верхней части яруса поставлена под сомнение. В английском стандарте ашгиллский ярус соответствует верхней части зоны P. linearis и зонам D. complanatus и D. anceps.

В основу унифицированной региональной части схемы положены горизонты, установленные преимущественно в Эстонии. Местные подразделения ордовика — свиты и пачки — выделялись в 1965—1975 гг. большим коллективом исследователей: Л. К. Гайлите, Е. М. Лашковым, П. П. Лапинскасом, Р. М. Мяннилем, И. Ю. Пашкевичюсом, Н. В. Сидаравичене, Т. К. Спрингис и Р. Ж. Ульст — с учетом работы, проделанной в этом направлении в Эстонии и Швеции.

Мощность. Ордовикские отложения в Латвии характеризуются значительным перепадом мощностей — от 37,5 (скв. Понкули) до 249,5 м (скв. Скрунда-28). Величина мощности определяется палеоструктурными особенностями развития разных районов Латвии и их положением в современной тектонической структуре республики. Выделяются два района максимальных мощностей ордовика (рис. 3). Один из них располагается в осевой части Елгавского палеопрогиба, установлен-

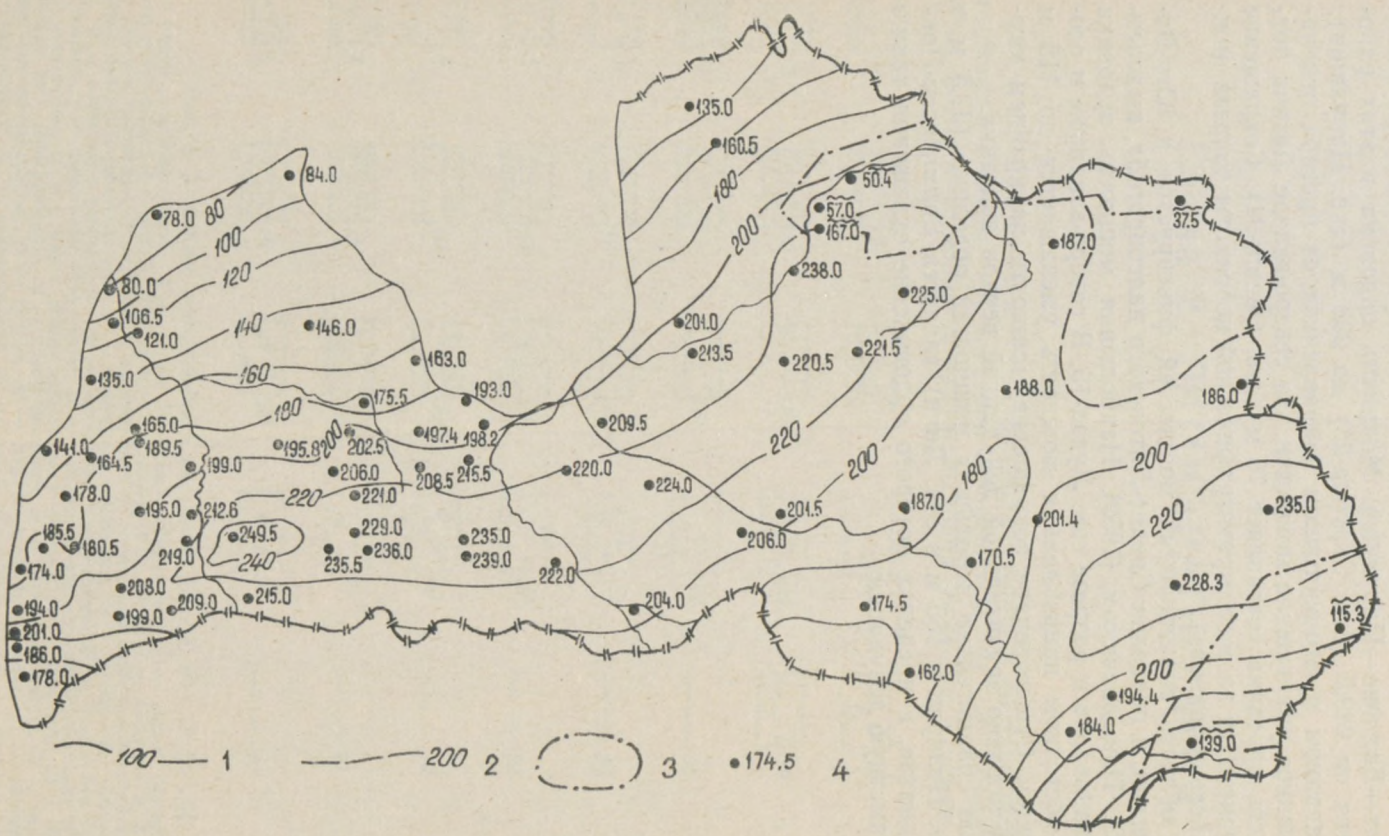


Рис. 3. Схема мощностей ордовика.

1 — изопахиты; *2* — предполагаемые изопахиты; *3* — районы с постседиментационным размывом верхней части ордовикской толщи; *4* — скважина и мощность.

ного Р. М. Мяннилем в 1966 г. Ось прогиба вытянута с юго-запада на северо-восток по линии городов и населенных пунктов Скрунда—Салдус—Добеле—Балдоне—Цирулиши. Мощность ордовика в этих районах меняется от 249,5 (скв. Скрунда-28) до 238 м (скв. Цирулиши). В северо-западном и юго-восточном направлениях от прогиба отмечается постепенное уменьшение мощности. На северо-западе Латвии полная мощность ордовика составляет 78 м (скв. Овиши-94). Сокращение ее здесь происходит за счет стратиграфической неполноты разреза нижнего и верхнего ордовика.

Вторая область значительных мощностей фиксируется в Юго-Восточной Латвии, в пределах Средне-Литовского палеопрогиба, выделенного И. Ю. Пашкевичюсом [1959]. Наибольшая мощность ордовика (235 м) установлена в разрезе скв. Лудза-15. В северо-западном и особенно юго-восточном направлениях мощность уменьшается до 115 м (скв. Шкяуне). Существенное сокращение мощности на крайнем юго-востоке обусловлено значительной денудацией верхов ордовика.

Областью сравнительно небольших мощностей ордовика (37,5 м в разрезе скв. Понкули и 155 м в скв. Личи) является Валмиерско-Локновское поднятие, в пределах которого ордовикские отложения также испытали заметную денудацию.

Глава 2. ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ

Общие сведения. Своеобразие строения и состава ордовикских отложений Латвии, существенно отличающее их от одновозрастных пород, распространенных в районе выходов на севере Эстонии и Ленин-

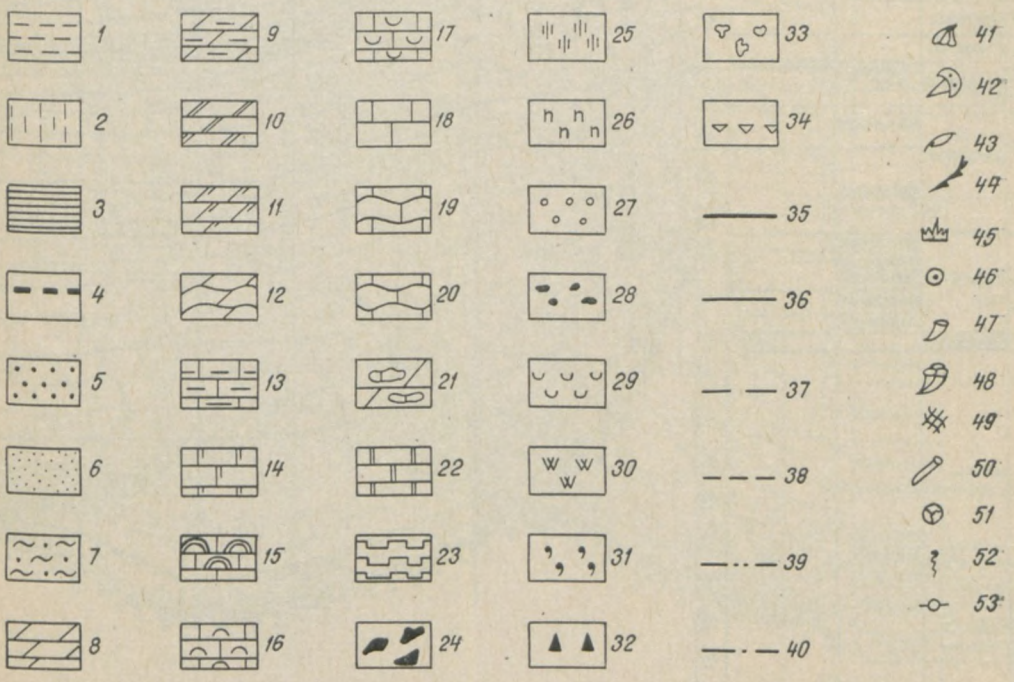


Рис. 4. Условные обозначения к рис. 5—8, 10—18, 20—37, 39—54.

1 — глины зеленовато-серые; *2* — глины красновато-коричневые; *3* — глины (аргиллиты) черные и темно-серые; *4* — метабентониты; *5* — песчаники; *6* — пески; *7* — алевролиты; *8* — мергели; *9* — мергели глинистые; *10* — мергели доломитовые; *11* — мергели известково-доломитистые; *12* — мергели волнисто-неясно-слоистые; *13* — известняки глинистые; *14* — известняки доломитизированные; *15* — известняки биогермные; *16* — известняки биоморфные; *17* — известняки органогенно-детритовые; *18* — известняки афанитовые; *19* — известняки волнисто-неясно-слоистые; *20* — известняки комковатые; *21* — комки и линзы известняка в мергеле; *22* — доломиты; *23* — поверхности размывов; *24* — конгломераты; *25* — красноцветность; *26* — пиритовые узоры; *27* — оолиты; *28* — железистые псевдооолиты; *29* — детрит; *30* — пиритизированный детрит; *31* — глауконит; *32* — нефтепроявления; *33* — кавернозность; *34* — забой скважины; *35—40* — границы ярусов (*35*), горизонтов (*36*), подгоризонтов (*37*), зон (*38*), свит (*39*), пачек (*40*); *41—53* — остатки фауны: брахиопод (*41*), трилобитов (*42*), остракод (*43*), граптолитов (*44*), конодонтов (*45*), криноидей (*46*), ругоз (*47*), кораллов (*48*), мшанок (*49*), наутилоидей (*50*), эхинодермат (*51*), червей (*52*), водорослей (*53*).

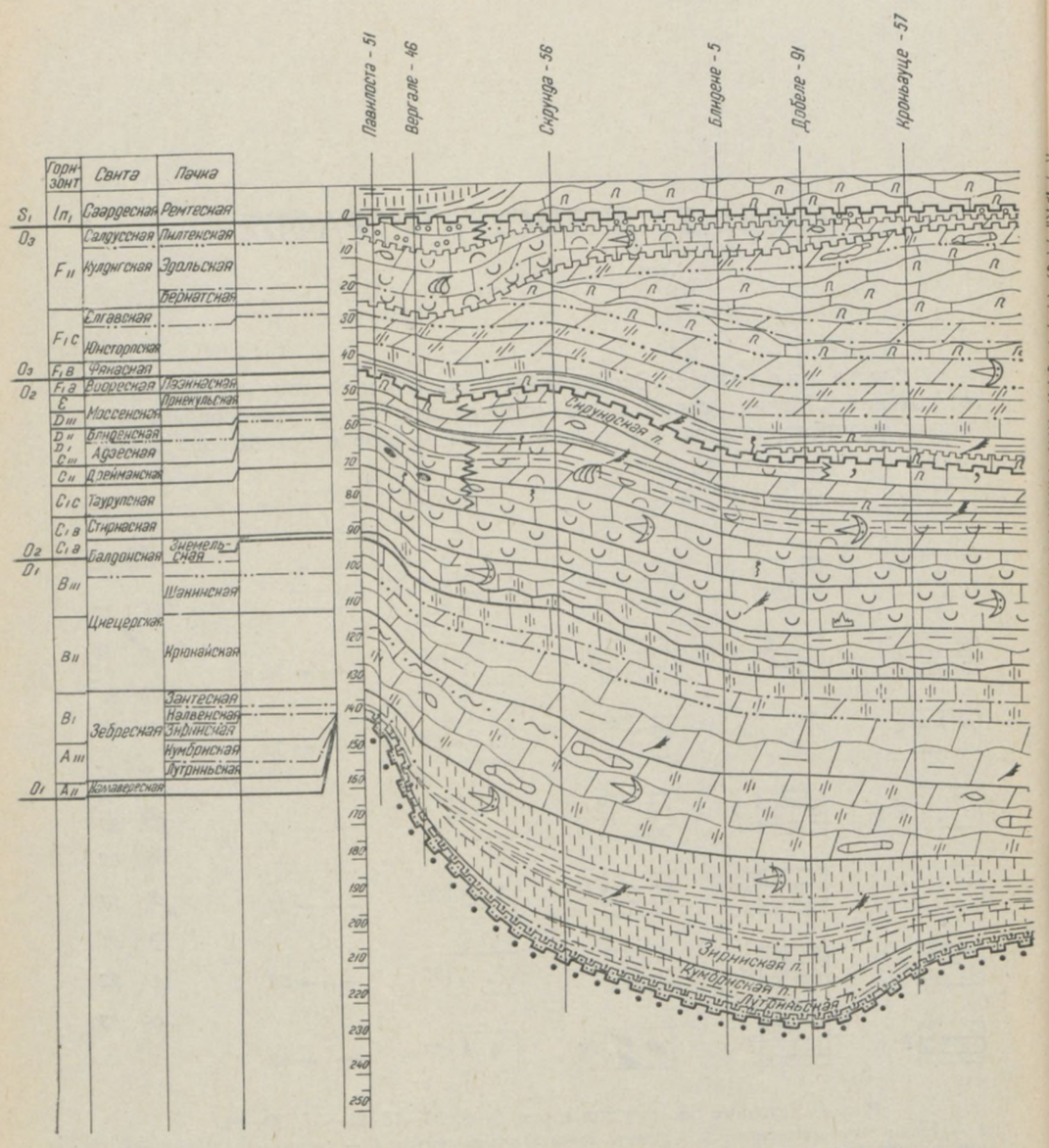
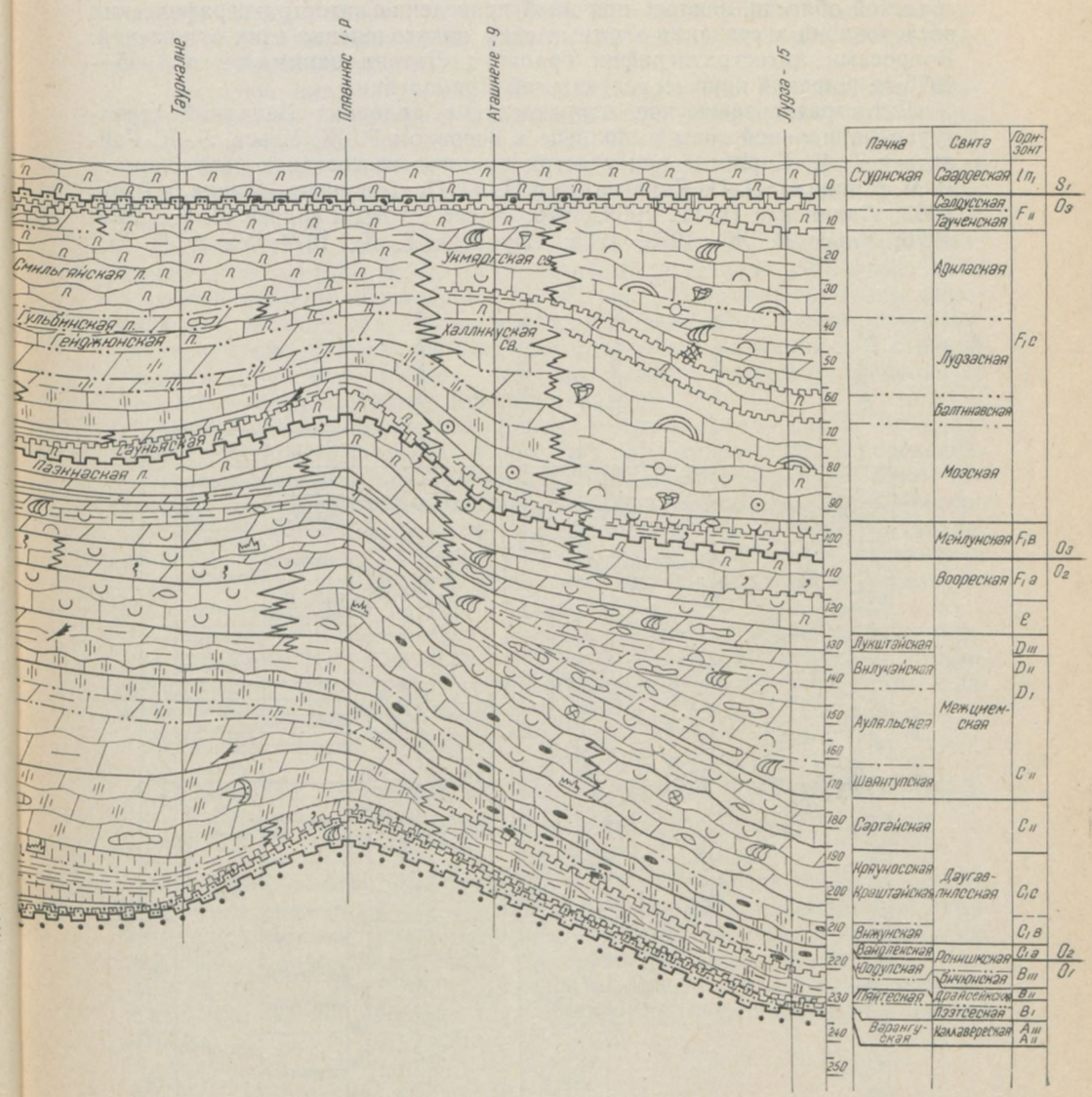


Рис. 5. Литолого-стратиграфический профиль по



линии Павилоста—Добеле—Плявиняс—Лудза.

градской области, явилось причиной проведения литостратиграфических исследований и создания местных схем подразделения этих отложений. Вопросами литостратиграфии ордовика Латвии занимался в 1965—1975 гг. широкий круг исследователей Прибалтики.

Литостратиграфическое подразделение ордовика Западной структурно-фациальной зоны выполнено в основном Р. Ж. Ульст, Л. К. Гайлите и Т. К. Спрингис при участии геологов из соседних республик — Р. М. Мянниля, П. П. Лапинскаса и И. Ю. Пашкевичюса [Мянниль Р. М., 1963; Лапинскас П. П., 1968, 1970; Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., 1970, 1976; Ульст Р. Ж., 1972, 1975; Спрингис Т. К., 1974; Ульст Р. Ж.,

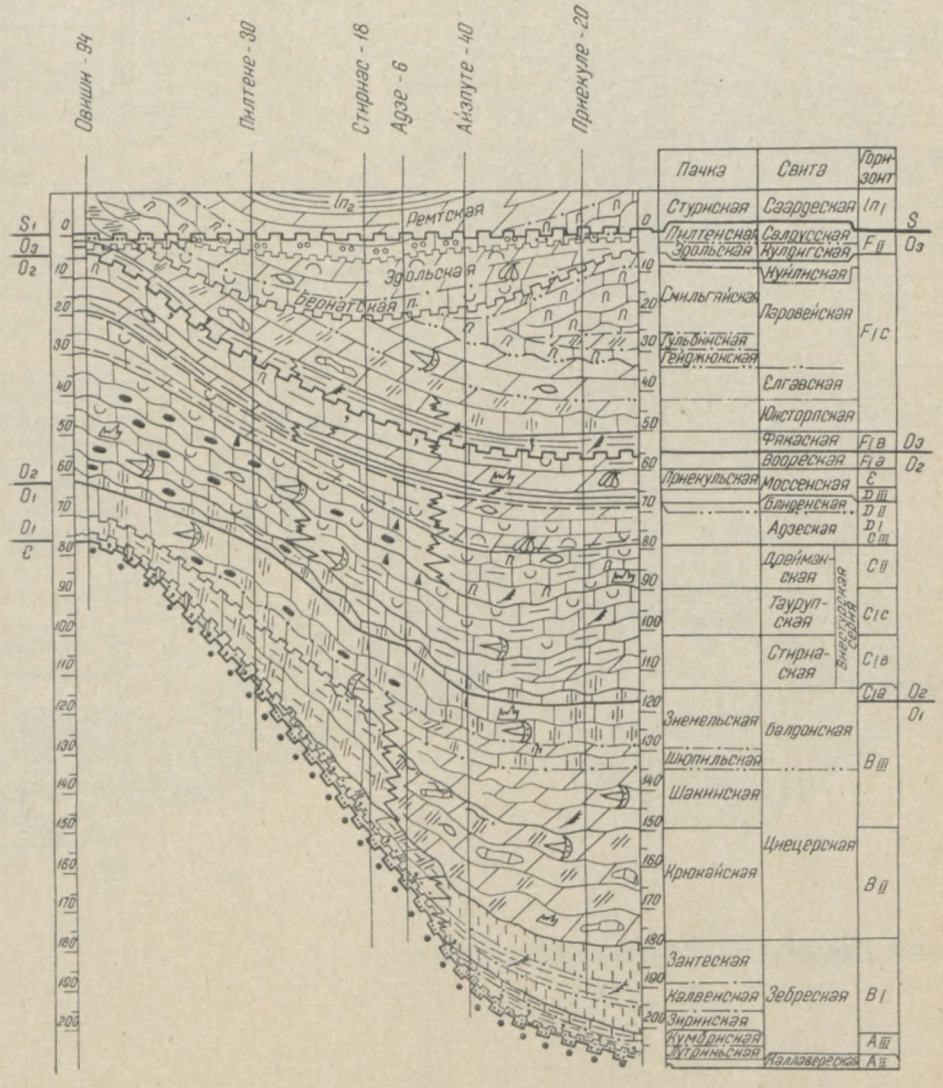


Рис. 6. Литолого-стратиграфический профиль по линии Овиши—Айзпуте—Приекуле.

Гайлите Л. К., Спрингис Т. К., 1980]. При этом использованы результаты литостратиграфических наблюдений шведских геологов [Jaanusson V., 1963; Skoglund R., 1963].

Детальное литостратиграфическое исследование ордовикских разрезов Восточной структурно-фациальной зоны проводилось преимущественно литовскими геологами — П. П. Лапинскасом [1967, 1970], Е. М. Лашковым [1968] и Е. М. Лашковым, И. Ю. Пашкевичюсом и Н. В. Сидаравичене [1980]. Определенное участие в этой работе принимали Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите [1976].

В результате литостратиграфического изучения ордовикских отложений в 1975—1977 гг. были составлены достаточно детальные, хотя в разной степени обоснованные, местные схемы подразделения ордовика для каждой структурно-фациальной зоны. Эти схемы отражают специфические особенности строения ордовика в Западной и Восточной зонах и могут быть использованы не только в пределах республики, но и прилегающих районах Эстонии и Литвы.

Основная таксономическая единица местных схем — свита. Она представляет собой совокупность отложений, характеризующихся определенными литолого-фациальными признаками, специфическим составом палеонтологического комплекса, и занимает четкое стратиграфическое положение в разрезе ордовика. Свиты часто расчленяются на пачки, которые, подобно им, имеют в Прибалтике географические названия и являются подразделениями, необходимыми при проведении детальных геологических работ.

Характер строения разреза ордовика Латвии и взаимное соотношение различных литостратиграфических подразделений показаны на профилях, построенных по линиям, секущим территорию республики с запада на восток и с севера на юг (рис. 4—7).

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ОРДОВИКА ЗАПАДНОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Наиболее полные разрезы ордовикских отложений шведско-латвийского типа расположены в осевой части Елгавского палеопрогиба, стратотипической области развития ордовика Западной структурно-фациальной зоны. Характерный разрез ордовика этой зоны вскрыт скв. Циецере-10 (рис. 8). На склонах прогиба отдельные свиты и пачки нижнего и верхнего отделов ордовика отсутствуют или представлены не в полном объеме.

МЕСТНЫЕ СТРАТОНЫ НИЖНЕГО ОРДОВИКА

В наиболее полных разрезах нижнего отдела ордовика (скважины Скрунда-56, Блидене-5, Добеле-91 и 92, Кроньауце-57, Балдоне-80, Цирулиши и др.) выделены каллавереская, зебреская, циецерская и балдонская свиты (рис. 9, 10). Самая верхняя часть последней принадлежит среднему ордовику.

Каллавереская свита впервые выделена в Эстонии под названием оболовых песчаников. В Латвии свита из-за неполного выхода

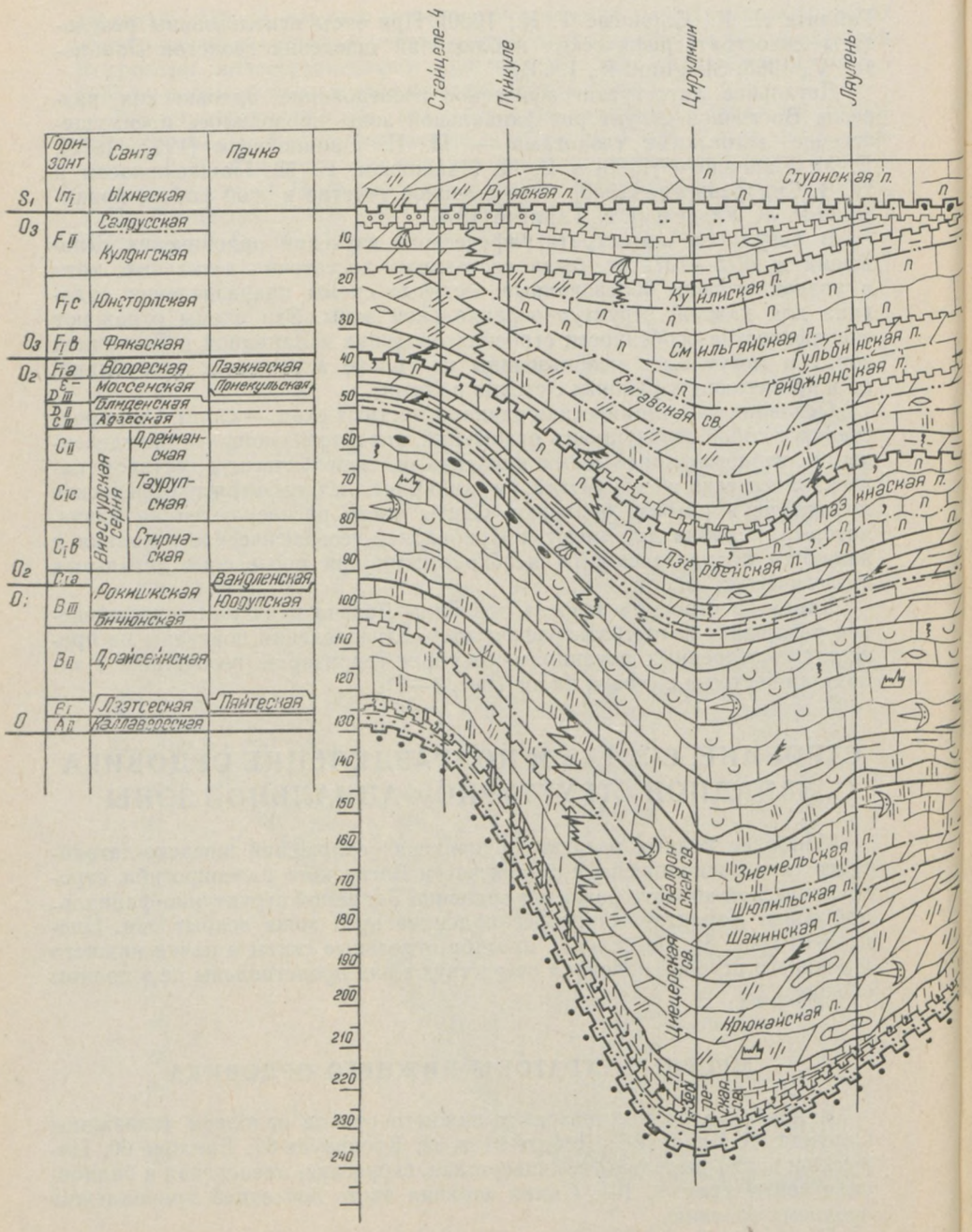
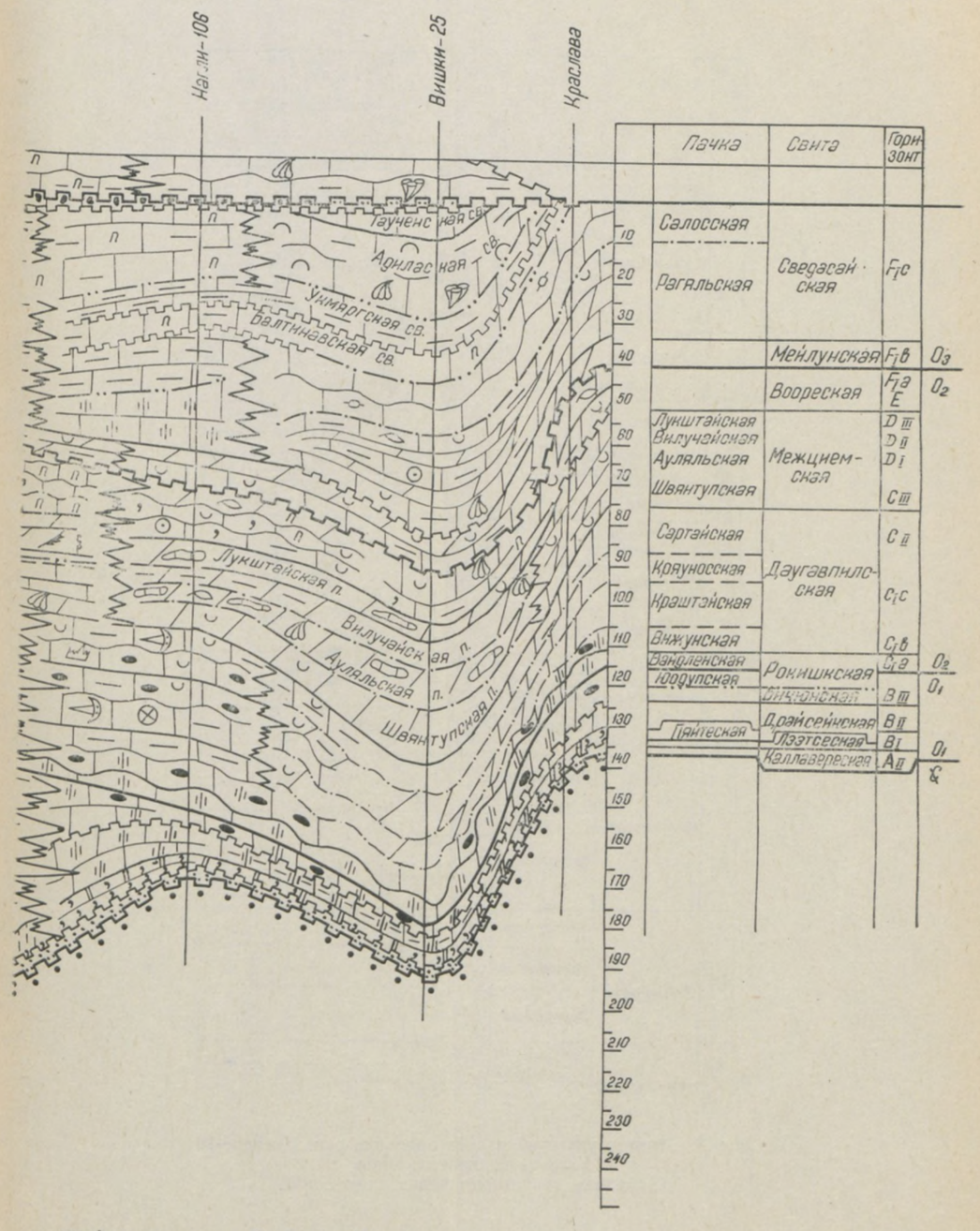


Рис. 7. Литолого-стратиграфический профиль по линии Стайцеле—Краслава.



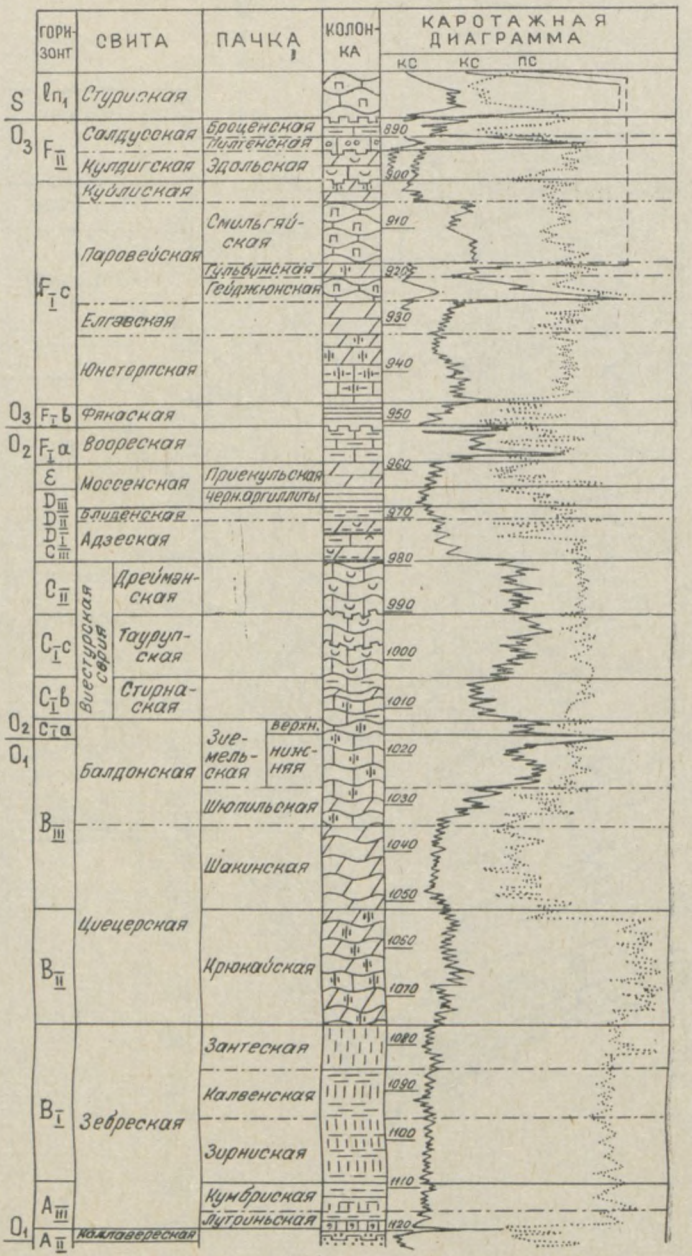


Рис. 8. Стратотипический разрез ордовика скв. Циецере-10 Елгавского палеопрогиба (Западная структурно-фациальная зона).

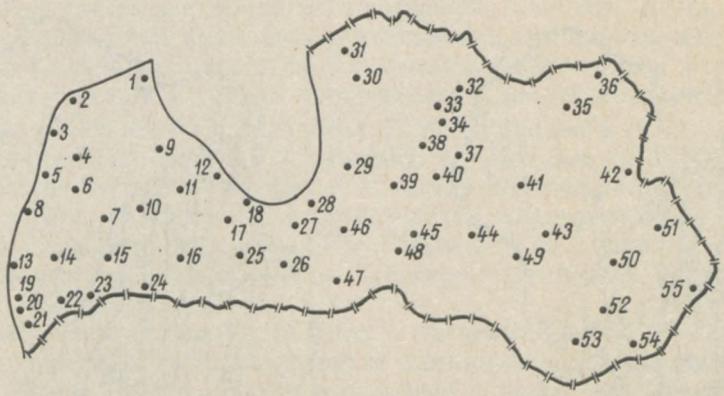


Рис. 9. Схема расположения скважин, использованных в рис. 10, 11, 13, 14, 17, 18, 20, 21.

1 — Колка-54; *2* — Овиши-94; *3* — Вентспилс Д-3; *4* — Пилтене-34; *5* — Юркалне-36; *6* — Эдоле-62; *7* — Снепеле-90; *8* — Павилоста-51; *9* — Талсы-55; *10* — Варме-89; *11* — Кандава-52; *12* — Энгуре-4; *13* — Лиепая; *14* — Дурбе-35; *15* — Скрунда-35; *16* — Циецере-10; *17* — Деголе-84; *18* — Рагациемс; *19* — Бернаты-53; *20* — Юрмалциемс-30; *21* — Папе-95; *22* — Приекуле-16; *23* — Вайнёде-101; *24* — Эзере-9; *25* — Добеле-92; *26* — Кроньауце-57; *27* — Олайне Д-1; *28* — Рига Д-2; *29* — Бирини; *30* — скв. Пуйкуле;; *31* — скв. Стайцеле-4; *32* — Стренчи-8; *33* — Валмиера-7; *34* — Личи; *35* — Алуксне-99; *36* — Понкули; *37* — Дзербене-100; *38* — Цирулиши; *39* — Нитауре-58; *40* — Ляулены-XXVI; *41* — Мадона-93; *42* — Балтинава-17; *43* — Аташиене; *44* — Плявиняс; *45* — Скривери-102; *46* — Балдоне-80; *47* — Бауска; *48* — Тауркалне; *49* — Нагли-106; *50* — Малта-105; *51* — Лудза-15; *52* — Вишки-25; *53* — Межциемс; *54* — Краслава-104; *55* — Шкяуне-103.

керна изучена недостаточно. В разном объеме она присутствует на большей части территории Латвии, в обеих структурно-фациальных зонах. Ее наличие пока не установлено в северных районах Курземского п-ова (скважины Колка-54, Овиши-94, Вентспилс Д-3) (см. рис. 10, *а*).

Почти повсюду в Латвии свита представлена разнозернистыми песчаниками или конгломератами, чаще всего теми и другими, имеющими небольшую (0,1—0,5 м) мощность и содержащими обломки и целые створки беззамковых брахиопод. Аналогичные породы в Литве выделены В. А. Коркутисом [1971] в салантайскую пачку.

Более сложное строение и бóльшая мощность каллавереской свиты наблюдаются в северных районах Латвии (скважины Цирулиши и Личи), где помимо песчаников в строении разреза участвуют и темно-серые глины и аргиллиты, обогащенные органическим веществом. Ниже показан разрез свиты в скв. Цирулиши (сверху вниз):

—870,5	Глина серая алевритовая с глауконитом
	Каллавереская свита
870,5—870,9	Песчаник темно-серый глинистый с прослоями глины алевритистой. Остатки беззамковых брахиопод
870,9—871,8	Глина темно-серая, почти черная, сланцеватая, на поверхностях напластования присыпки песка
871,8—871,9	Песчаник светло-серый с тонкими прослойками темно-серых глин
871,9—877,5	Песчаник буровато-серый мелко- и разнозернистый с редкими остатками беззамковых брахиопод
877,5—	Алевролит белый, сильно каолинизированный

Нижняя граница свиты чаще всего приурочена к базальному конгломерату, залегающему в основании песчаников, трансгрессивно перекрывающих глинисто-песчаные отложения кембрия. В некоторых разрезах свита подстилается каолинизированной корой выветривания в кровле

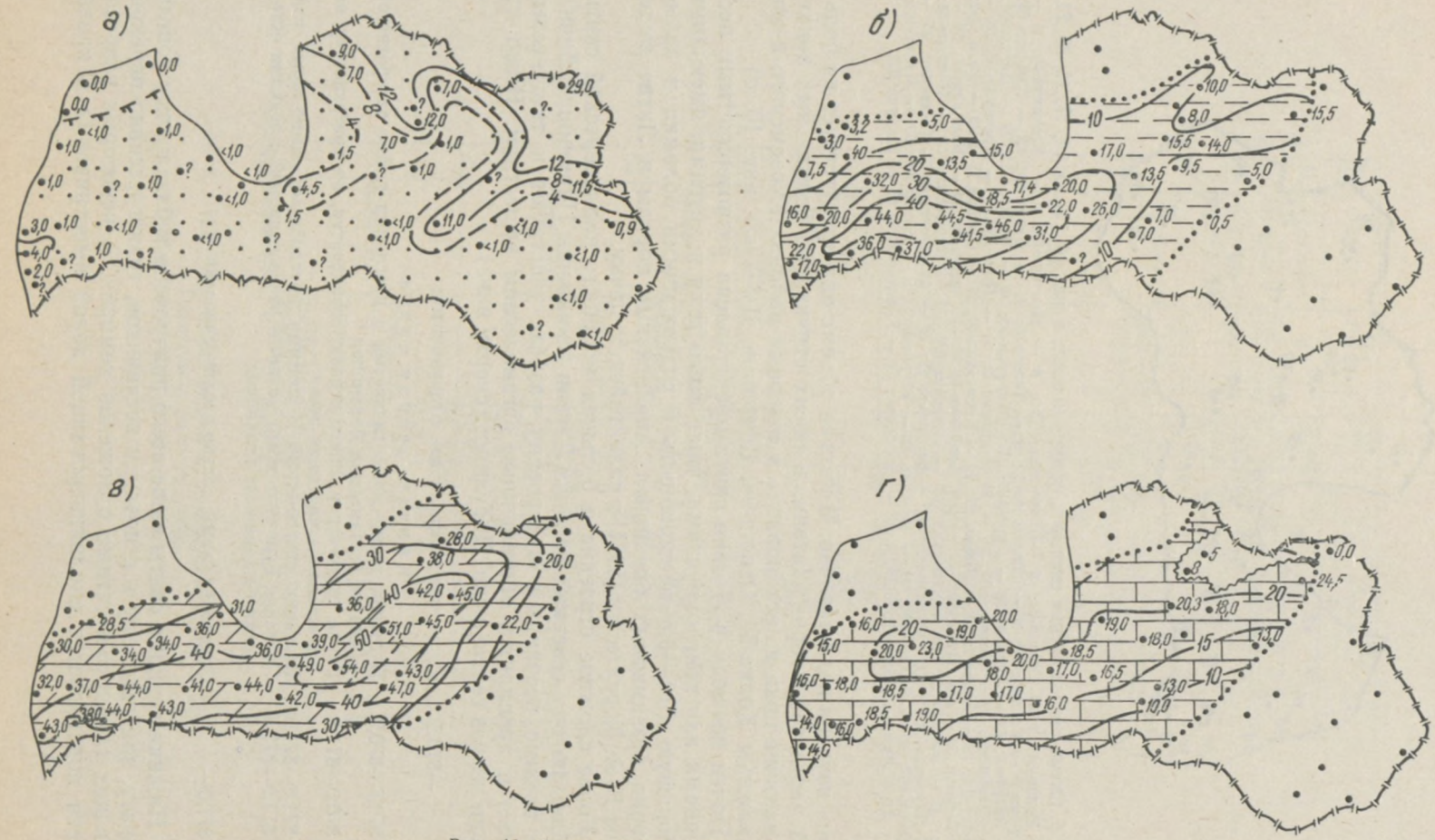


Рис. 10. Схемы распространения свит и их мощности:
а — каллавереской; *б* — зебреской; *в* — цицерской; *г* — балдонской.

кембрийской системы (скважины Цирулиши, Бауска). В тех разрезах, где конгломерата или коры выветривания нет, граница определяется по появлению в песчаных отложениях беззамковых брахиопод и зерен глауконита. Как те, так и другие отсутствуют в кембрийских отложениях.

Зебреская свита выделена Т. К. Спрингис в 1974 г. в разрезе скв. Циецере-10 на глубине 1114—1076 м. Позднее, в 1975 г., объем свиты увеличен путем включения в ее состав подстилающих глин тремадокского яруса, близких по литологической характеристике к глинам зебреской свиты [Ульст Р. Ж., 1975; Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж., 1975]. В стратотипическом разрезе (скв. Циецере-10) нижняя граница находится на глубине 1120,5 м.

Зебреская свита распространена в пределах Западной структурно-фациальной зоны; область ее развития охватывает юго-западные и центральные районы Латвии. Наиболее полные разрезы находятся в осевой части Елгавского палеопрогиба, на юго-западе республики, где их максимальная мощность в разрезе скв. Добеле-92 составляет 46 м. На бортах прогиба прослеживаются верхние слои свиты, тогда как более древние, нижние отсутствуют. Мощность свиты в этих районах колеблется от нескольких до 20—25 м.

Свита сложена переслаиванием различных по окраске глин: красновато-коричневых (преобладающих в составе свиты), зеленовато- и темно-серых. Глины имеют неяснослоистую или слабогоризонтально-слоистую текстуру. Они подстилаются очень маломощным прослоем (0,07—0,20 м) глауконитового песчаника (скважины Адзе-6, Дреймани-11, Павилоста-51, Куйли-9, Циецере-10 и др.).

В некоторых разрезах (скважины Олайне Д-4, Бирини) в кровле глин имеется прослой в 10—20 см известкового доломита пестрой окраски с включением зерен глауконита. Глины заключают в себе относительно редкие остатки беззамковых брахиопод, на отдельных уровнях — граптолиты и очень редко — крупные фрагменты трилобитов. Во всей толще глин содержатся конодонтовые элементы.

В стратотипическом разрезе свиты выделено 5 литологических пачек: лутриньская, кумбриская, зирниская, калвенская и зантеская, — различающихся в основном по цвету пород.

Лутриньская пачка, залегающая в основании свиты, сложена преимущественно зеленовато-серыми глинами с прослоями темно-серых. На отдельных уровнях в пачке содержатся различные количества глауконита. Выделяется 5—7 глауконитовых прослоев. Мощность пачки невелика: 1,0 (скв. Айзпуте-43)—5,5 м (скв. Циецере-10).

Кумбриская пачка представлена красновато-коричневыми и зеленовато-серыми глинами, в верхней части которых прослеживается прослой темно-серой глины. Максимальная мощность пачки не превышает 6 м (скв. Циецере-10).

Лутриньская и кумбриская пачки распространены в основном в пределах осевой части Елгавского палеопрогиба.

Зирниская пачка сложена красновато-коричневыми, иногда с лиловатым оттенком, глинами с редкими прослоями зеленовато-серых. Она распространена на несколько большей площади, чем подстилающие отложения, хотя также отсутствует на склонах Елгавского палеопрогиба. Мощность пачки изменяется от первых метров до 16 м (скв. Скрунда-28).

Калвенская пачка представлена зеленовато-серыми глинами с ред-

кими прослоями красновато-коричневых и распространена почти по всей площади Елгавского палеопрогиба. Максимальная мощность (12 м) пачки установлена в разрезе скв. Скрунда-31.

Зантеская пачка венчает разрез свиты и представлена красновато-коричневыми глинами с редкими прослоями зеленовато-серых. Эта пачка наиболее распространена и выделяется повсеместно в Елгавском прогибе. Мощность ее колеблется от 1,5 (скв. Эдоле-61) до 14,5 м (скв. Добеле-92).

В осевой части палеопрогиба зебреская свита стратиграфически согласно залегает на песчаниках каллавереской свиты. На остальной площади распространения свиты различные по возрасту пачки несогласно залегают на каллавереских песчаниках. Нижняя граница свиты литологически четкая и проводится в кровле глауконитового песчаника, подстилающего толщу глин.

Циецерская свита установлена Р. Ж. Ульст в 1975 г. в разрезе скв. Циецере-10 в интервале 1076—1035 м. В полном объеме она распространена в осевой части Елгавского палеопрогиба, где состоит из двух пачек: крюкайской и шакинской (рис. 10, *в*). Названные пачки выделены И. Ю. Пашкевичюсом в Литве в разрезе скв. Шакина. Основным типом пород свиты являются мергели, среди которых известняки залегают в виде линз и отдельных прослоев.

Крюкайская пачка в стратотипическом разрезе скв. Шакина залегает на глубине 1388—1362,4 м. Она развита повсеместно в Елгавском палеопрогибе и на его склонах, сложена красновато-коричневыми и лиловато-серыми мергелями с линзовидными прослоями и комками известняков. Текстура пород массивная, неяснолинзовидно-слоистая и полукомковатая. В мергелях наблюдаются слабо выраженные несглаженные поверхности перерыва, импрегнированные гидроокислами железа, и вертикальные норки зарывания. В 3—5 м ниже кровли пачки в западных разрезах (скважины Эдоле-60, Адзе-6, Вергале-46, Стирнас-18, Айзпуте-43, Бернаты-53, Скрунда-56) прослеживается пласт серого карбонатного алевролита или песчаника мощностью до 1,5 м, часто пропитанного нефтью. Для крюкайской пачки характерно присутствие крупных фрагментов трилобитов, остракод и конодонтовых элементов. Реже встречаются беззамковые брахиоподы и граптолиты.

Мощность пачки изменяется от 13 (скв. Бернаты-21) до 32 м (скв. Балдоне-80).

Шакинская пачка в разрезе скв. Шакина залегает на глубине 1362,4—1355 м. Она имеет более узкий ареал распространения и приурочена только к осевой части Елгавского палеопрогиба. Пачка представлена глинистыми зеленовато-серыми и серыми мергелями неясноволнистослоистой текстуры с редкими прослоями серо- и красноцветных известняков и мергелей. В мергелях пачки обнаружены крупные фрагменты трилобитов, редкие беззамковые брахиоподы и граптолиты. Последние приурочены к серым разностям мергелей и являются группой фауны, весьма характерной для шакинских отложений. Максимальная мощность пачки — 2,5 м наблюдается в разрезе скв. Стури-8.

Циецерская свита согласно залегает на зебреской свите. Нижняя граница свиты маркируется литологической сменой глин зебреской свиты мергелями циецерской свиты. Не исключено, что эта граница в центральной части Елгавского палеопрогиба и на его склонах носит асин-

хронный характер. На каротажных диаграммах она фиксируется четким изменением значений кажущегося сопротивления пород в сторону их увеличения.

Общая максимальная мощность свиты в осевой части Елгавского палеопрогиба составляет 54,0 м (скв. Балдоне-80). Она значительно сокращается на склонах палеопрогиба.

Балдонская свита впервые выделена Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите в 1975 г. Стратотипическим разрезом свиты является разрез скв. Балдоне-80, где свита залегает на глубине 913,5—897 м. Балдонская свита, представленная в основном известняками, повсеместно распространена в Елгавском палеопрогибе (рис. 10,*г*). Характерный комплекс органических остатков свиты представлен трилобитами, головоногими моллюсками, остракодами и конодонтовыми элементами. В типичных разрезах (скважины Адзе-6, Блидене-5, Мадона-93 и др.) свита состоит из двух пачек: нижней — шюпильской и верхней — зиемельской.

Шюпильская пачка установлена в Литве И. Ю. Пашкевичюсом в разрезе скв. Шакина на глубине 1355—1349 м и первоначально рассматривалась в составе цицерской свиты. Позднее Р. Ж. Ульст, учитывая большое литологическое сходство отложений пачки с вышележащими известняками, включила эту пачку в состав балдонской свиты. Пачка сложена глинистыми красновато-коричневыми известняками с зеленовато-серыми пятнами и прослоями пестроокрашенных мергелей, количество которых в юго-западных разрезах пачки значительно. В этих отложениях наблюдаются ходы илоедов.

Мощность пачки в большинстве разрезов, вскрывших рассматриваемые отложения, составляет 4—7 м, увеличиваясь в центральных районах палеопрогиба.

Зиемельская пачка выделена Р. Ж. Ульст в разрезе скв. Дреймани-11 в интервале глубин 1065—1052 м. Пачка сложена плотными красновато-коричневыми известняками с прослоями и пятнами зеленовато-серых. Текстура пород неясноволнисто-слоистая и крупнокомковатая. В последнее время зиемельскую пачку подразделяют на нижнюю, представленную пестроцветными и неясноволнисто-слоистыми известняками, среди которых залегают более глинистые разности, и верхнюю, сложенную яркоокрашенными красновато-коричневыми, очень крепкими, часто комковатыми известняками. Близ кровли нижней части зиемельской пачки фиксируется четкая поверхность размыва с глубокими карманообразными углублениями, импрегнированными гидроокислами железа. На северо-западном склоне Елгавского палеопрогиба нижнезиемельские известняки ряда разрезов (скважины Пилтене-30, Стирнас-18, Адзе-6) содержат псевдооолиты гётита.

Балдонская свита согласно залегает на цицерских мергелях и связана с ними постепенным переходом. Граница между цицерскими мергелями и балдонскими известняками определяется с трудом, по появлению частых выдержанных прослоек известняков. На каротажной диаграмме эта граница характеризуется постепенным увеличением значений кажущегося сопротивления пород.

Мощность балдонской свиты колеблется в Елгавском палеопрогибе в небольших пределах — от 13 (скв. Мадона-93) до 24,5 м (скв. Алуксне-99), достигая максимальных значений в центральных районах палеопрогиба.

МЕСТНЫЕ СТРАТОНЫ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА

В среднем отделе ордовика в Западной структурно-фациальной зоне повсеместно прослеживается верхняя часть балдонской свиты, описанной выше, виестурская серия, адзеская, блиденская, моссенская свиты и большая часть воореской свиты. Эти отложения отсутствуют в пределах Валмиерско-Локновского поднятия, где они денудированы.

Виестурская серия в современном понимании объединяет стирнаскую, таурупскую и дрейманскую свиты. Первоначально подразделение с таким названием было выделено Т. К. Спрингис [1974] в качестве свиты в разрезе скв. Стури-8 на глубине 1027—1053 м. В свите выделялись две пачки: таурупская и дрейманская. Позднее по рекомендации рабочей группы верхнепротерозойской—силурийской секции Прибалтийской РМСК ранг этого подразделения был повышен до надсвиты, а пачек — до свит. В состав таурупской свиты была включена стирнаская пачка. Исходя из положений Стратиграфического кодекса СССР 1978 г. о местных стратиграфических подразделениях и учитывая общность литологических признаков этих свит, а также сходство условий их формирования, вместо термина «надсвита» правильнее использовать термин «серия». В то же время стирнаская пачка по составу, мощности и значению в разрезе соответствует подразделению более высокого ранга, чем пачка. Поэтому в данной работе, как и ранее, она рассматривается в качестве свиты.

Виестурская серия в полном составе прослеживается во всех разрезах скважин, вскрывших среднеордовикские отложения в Западной структурно-фациальной зоне. Она сложена толщей органогенно-детритовых сероцветных известняков неясноволнисто-слоистой текстуры, выдержанной по составу и мощности на большей части Латвии. Серия охарактеризована богатым сообществом трилобитов, остракод, конодонтовыми элементами и в меньшей степени — граптолитами. Мощность колеблется в небольших пределах — от 25 (скв. Вентспилс Д-3) до 46 м (скв. Мадона-93) (рис. 11, *а*).

Стирнаская свита выделена Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите [1976] в разрезе скв. Стирнас-18 на глубине 988—978 м. Свита сложена в основном тонкозернистыми глинистыми известняками, содержащими в том или ином количестве органический детрит. Нижняя половина свиты имеет пятнистую окраску: на красновато-коричневом общем фоне наблюдаются зеленовато-серые пятна, и наоборот. Верхняя половина свиты окрашена в серые тона. В виде отдельных прослоев среди известняков присутствует мергель, количество которого увеличивается в юго-западном направлении. Текстура породы неясноволнисто-слоистая. Наблюдаются поверхности седиментационных размывов, импрегнированные пиритом. В известняках свиты скважин Вентспилс Д-3, Адзе-6 и Дреймани-11 содержатся включения — псевдооолиты гётита. Органические остатки свиты представлены головоногими моллюсками, трилобитами, остракодами, конодонтовыми элементами и редкими граптолитами.

Стирнаская свита согласно залегает на балдонских известняках. Нижняя ее граница проводится по изменению вещественного состава и окраски пород: яркоокрашенные красновато-коричневые известняки верхней части зиемельской пачки балдонской свиты сменяются более глинистыми пятнисто-окрашенными известняками стирнаской свиты. На

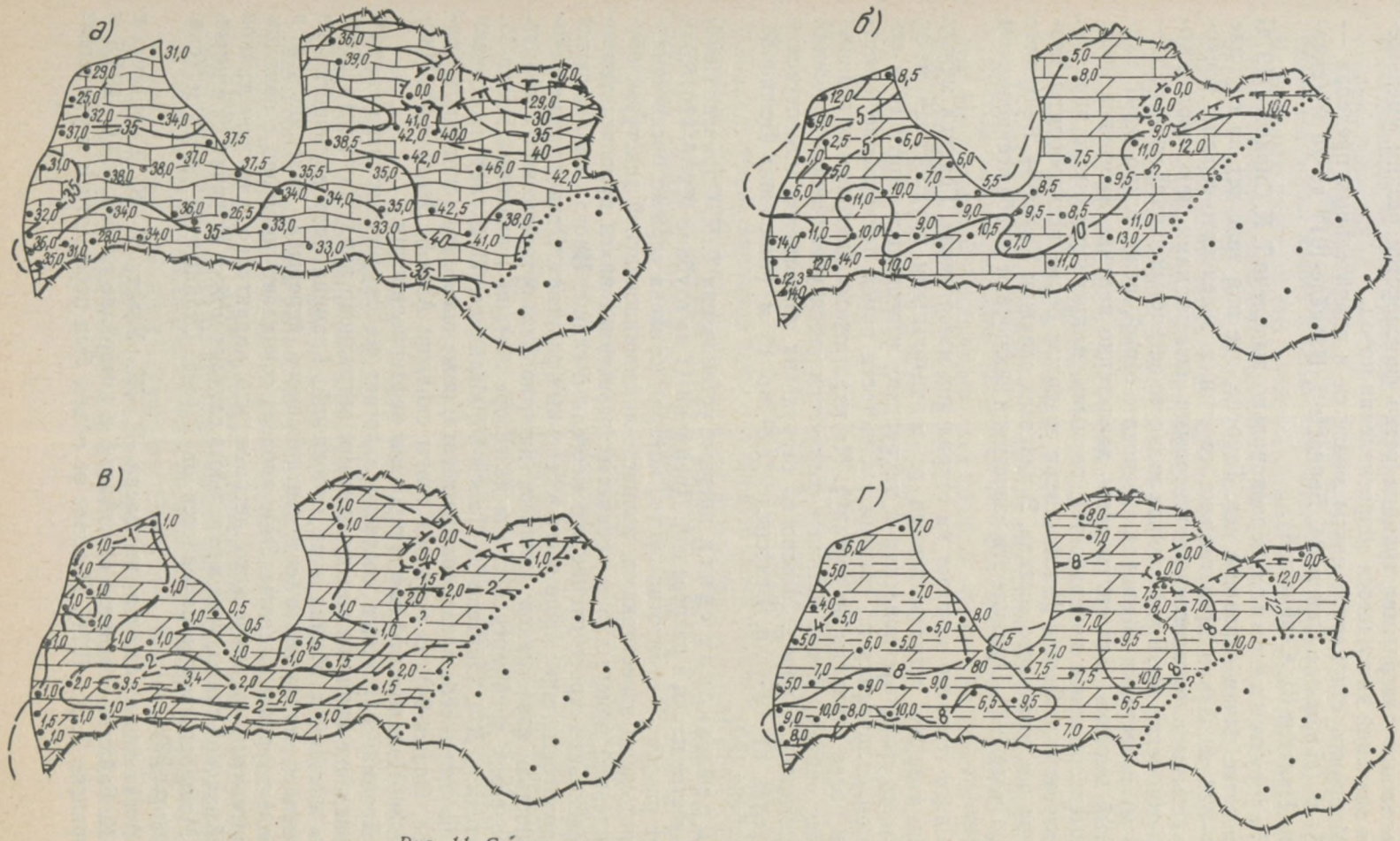


Рис. 11. Схемы распространения серии, свит и их мощности:
а — виестурской серии; *б* — адзеской свиты; *в* — блиденской свиты; *г* — моссенской свиты.

каротажных диаграммах граница четко фиксируется резким уменьшением значений кажущегося сопротивления пород.

Мощность стирнаской свиты меняется в значительных пределах — от 5—6 (скважины Овиши-94, Бернаты-6, Вайнёде-101) до 15 м (скважины Пилтене-31, Стайцеле-4).

Таурупская свита первоначально выделена Т. К. Спрингис [1974] в качестве пачки в разрезе скв. Таурупе, где она залегает на глубине 848—828 м. Свита представлена серыми и зеленовато-серыми тонкозернистыми и органогенно-детритовыми известняками неясноволнисто-слоистой текстуры. В виде тонких волнисто-ветвистых пропластков (0,01—0,05 м) известняки содержат зеленовато-серый, реже темно-серый глинистый мергель. Для свиты очень характерно наличие многочисленных седиментационных поверхностей размыва, импрегнированных пиритом. В разрезе скв. Овиши-94 известняки содержат белые псевдооолиты, возможно, шамозитового состава. В разрезах скважин Колка-54, Вентспилс Д-3, Пилтене-31, Пуйкуле эти известняки заключают в себе псевдооолиты гётита.

Свита согласно залегает на стирнаских известняках. Граница между ними в керне устанавливается со значительными трудностями из-за близкого облика стирнаских и таурупских известняков, которые в основном отличаются по степени глинистости пород (стирнаские известняки более глинисты по составу). На каротажных диаграммах граница между свитами очень четкая и характеризуется увеличением значений сопротивления пород. Мощность таурупских известняков изменяется в пределах от 10 (скв. Вентспилс Д-3) до 18 м (скважины Деголе-85, Дзербене-100).

Дрейманская свита впервые установлена Т. К. Спрингис [1974] в качестве пачки в разрезе скв. Дреймани-11 на глубине 1027,5—1015,5 м. Этот разрез — стратотип свиты, которая сложена серыми органогенно-детритовыми известняками, волнисто-линзовиднонеясной текстуры, обусловленной присутствием волнистых разветвляющихся прослоек темно- и зеленовато-серого глинистого мергеля и глины. Иногда наблюдаются стилолитовые швы, чаще всего в северных разрезах. Отличительной особенностью известняков является пиритизация органического детрита. В разрезах дрейманской свиты на севере Латвии (скважины Колка-54, Вентспилс Д-3, Пилтене-30, Талсы-55, Стайцеле, Пуйкуле) известняки заключают в себе псевдооолиты гётита, реже шамозита (скважины Колка-54, Овиши-94). В разрезах свиты скважин Адзе-6, Вергале-45, Пилтене-30, Павилоста-51 зафиксированы нефтепроявления.

Дрейманская свита согласно залегает на таурупских известняках. Проведение границы между свитами затруднено ввиду большого сходства состава и облика этих отложений. Граница устанавливается по последней поверхности седиментационного перерыва, находящейся в кровле таурупской свиты. Этот уровень совпадает примерно с началом пиритизации органического детрита, что характерно для известняков дрейманской свиты, хотя в отдельных случаях может встречаться и ниже.

Мощность свиты изменяется от 7 (скв. Стайцеле-4) до 18 м (скв. Бернаты-22).

Адзеская свита выделена Р. Ж. Ульст, Т. К. Спрингис и Л. К. Гайлите в разрезе скв. Адзе-6 в интервале глубин 884,0—895,5 м [Спрингис Т. К., 1974]. Позднее ее объем был пересмотрен и уменьшен

за счет выделения верхней пачки в самостоятельную блиденскую свиту. В настоящее время в стратотипическом разрезе свита выделяется на глубине 898—888 м.

Адзеская свита развита на всей площади Западной структурно-фациальной зоны, кроме Валмиерско-Локновского поднятия (рис. 11, *б*). В северных разрезах она сложена серыми глинистыми органогенно-детритовыми известняками, содержащими прослои зеленовато-серых биоморфных мергелей. В остальных разрезах большей части Латвии свита представлена переслаиванием серых органогенно-детритовых известняков и биоморфных мергелей примерно в равных соотношениях. Текстура породы горизонтально- и волнисто-слоистая. Характерная особенность адзеской свиты — наличие в ее составе метабентонитовых прослоев мощностью 0,01—0,05 м, количество которых иногда достигает 11 (скв. Пилтене-30). Свита содержит обломки и целые раковины трилобитов, скопления брахиопод, остракоды, конодонтовые элементы и хитинозои.

Адзеская свита согласно залегает на подстилающих известняках виестурской серии и хорошо отделяется от них благодаря наличию мергелей. На каротажной диаграмме эта граница четко фиксируется резким понижением значений КС (см. рис. 8).

Мощность адзеской свиты изменяется от 5 (скв. Стайцеле-4) до 14 (скв. Лиепая) и 12—13 м (скважины Дзербене-100, Таурkалне).

Блиденская свита впервые была выделена Р. М. Мяннилем [1963] как блиденские слои. Позднее ранг этого подразделения им пересмотрен и определен как свита. Свита повсеместно развита в пределах Западной зоны (рис. 11, *в*), гомогенна по составу и строению. На северо-западе и севере Западной зоны она представлена глинистыми зеленовато-серыми биоморфными мергелями, на юго-западе и в центре Латвии — карбонатными зеленовато-серыми глинами. Свита содержит многочисленные раковины брахиопод хорошей сохранности, трилобиты и остракоды.

Блиденская свита согласно залегает на адзеских отложениях. Нижняя ее граница проводится в основании однородной толщи мергелей или глин, сменяющих в разрезе толщу переслаивания адзеских известняков и мергелей. На каротажной диаграмме эта граница определяется с трудом (см. рис. 8) из-за постепенного уменьшения значений кажущегося сопротивления, что характерно и для адзеских отложений.

Мощность блиденской свиты очень мала — 0,5 (скв. Энгуре-4)—3,5 м (скв. Скрунда-25).

Моссенская свита как литостратиграфическое подразделение выделена в Швеции Р. Скоглундом [Skoglund R., 1963]. На территории большей части Латвии она является четким маркирующим горизонтом. Как в стратотипической местности, так и в Елгавском палеопрогибе свита состоит из двух пачек: нижней, известной в литературе как «черные аргиллиты», и верхней, получившей название приекульской (рис. 11, *г*).

Пачка «черных аргиллитов» в Елгавском палеопрогибе сложена темно-серыми и черными карбонатными, уплотненными глинами-аргиллитами, обогащенными рассеянным органическим веществом. В северных разрезах Западной зоны (скважины Овиши-94, Вентспилс Д-3, Талсы-55, Стайцеле-4, Пуйкуле) одновозрастные отложения представлены темно-серым и серым глинистым мергелем. Текстура пород четко тонкослои-

стая и плитчатая. В виде стяжений в аргиллитах часто встречается пирит.

На плоскостях напластования черных аргиллитов наблюдаются остатки рабдосом граптолитов, беззамковые брахиоподы и редкие тонкостенные раковины трилобитов небольших размеров. В кровле пачки фиксируются многочисленные ходы илоедов.

Мощность пачки «черных аргиллитов» невелика — 0,7 (скв. Пилтене-1)—5 м (скв. Скрунда-31).

Приекульская пачка выделена Р. Ж. Ульст [1972] в разрезе скв. Приекуле-20 на глубине 1416—1412 м. Ранее эта пачка рассматривалась в составе сландромской (ныне воореской) свиты. В моссенскую свиту пачка впервые включена Р. М. Мяннилем, Л. М. Хинтс и Л. Я. Пылма [1968].

Приекульская пачка образована зеленовато-серыми, в разной степени глинистыми мергелями с прослоями глинистых органогенно-детритовых известняков. Количество последних в составе пачки увеличивается в северном направлении. Текстура пород неяснослоистая. Приекульские мергели связаны постепенным переходом с нижележащими аргиллитами, в виде стяжений присутствует пирит. Комплекс органических остатков пачки представлен трилобитами, остракодами, брахиоподами и редкими граптолитами. В кровле и подошве пачки много ходов илоедов. Мощность пачки изменяется от 1—2 (скважины Юркалне-36, Павилоста-51) до 6,5 м (скв. Приекуле-25).

Моссенская свита согласно залегает на глинах и мергелях блиденской свиты и связана с ними постепенным переходом. Поэтому нижняя граница моссенской свиты не всегда может быть определена достаточно однозначно, особенно в северных разрезах, где блиденская свита и нижняя часть моссенской свиты сложены мергелями. На каротажной диаграмме эта граница характеризуется понижением значения кажущегося сопротивления пород.

Воореская свита охватывает отложения, ранее выделенные в Прибалтике в качестве сландромской свиты [Мяннилъ Р. М., 1966; Лапинскас П. П., 1970; Ульст Р. Ж., 1972]. Свита переименована ввиду несоответствия ее состава стратотипическому разрезу сландромской свиты в Швеции. Новое название свиты предложено Р. М. Мяннилем на рабочем совещании верхнепротерозойской—силурийской секции Прибалтийской РМСК в 1974 г.

Свита гетерогенна по составу, в нее входят паэкнаская, дзербенская, скрундская и сауньяская пачки.

Паэкнаская пачка в качестве слоев впервые выделена в Эстонии В. Яануссоном, позднее ее объем был уточнен Р. М. Мяннилем. Пачка сложена серыми тонко- и мелкозернистыми органогенно-детритовыми известняками с прослоями крепких светло-серых афанитовых известняков. Характерная особенность пачки — присутствие в тонко- и мелкозернистых разностях известняка зерен темно-зеленого глауконита. В кровле пачки зафиксирована региональная поверхность размыва, обычно импрегнированная пиритом. Поверхности размыва иногда наблюдаются и ниже, в толще паэкнаских известняков.

На севере Латвии в разрезах паэкнаской пачки в скважинах Стайцеле-4, Пуйкуле и Личи отмечается наличие псевдооолитов — включений гётита. Порода в этих интервалах имеет красновато-коричневую пят-

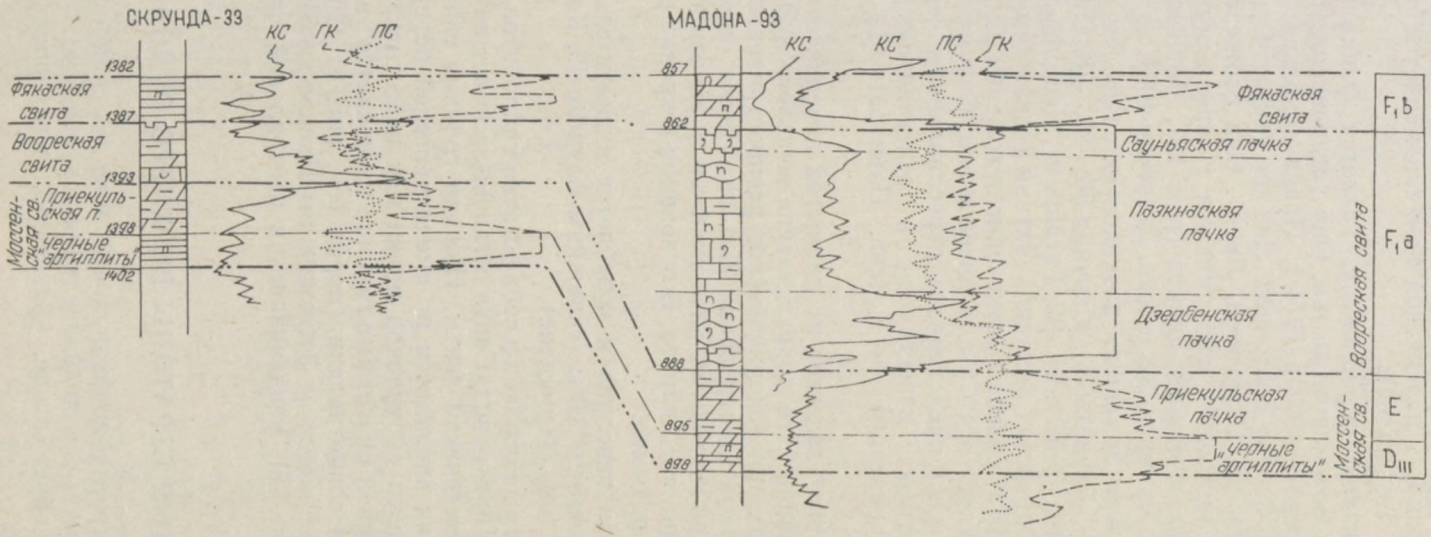


Рис. 12. Каротажные диаграммы пограничных отложений верхнего и среднего ордовика в разрезах скважин Скрунда-33 и Мадона-93.

нистую окраску, а поверхности размыва импрегнированы гидроокислами железа. Мощность паэкнаской пачки изменяется от 6 (скв. Рига Д-2) до 12 м (скв. Тауркалне).

Дзербенская пачка, по-видимому, является фациальным аналогом нижней половины паэкнаской пачки. Она установлена Р. М. Мяннилем в разрезе скв. Дзербене-100 в 1974 г. Пачка локально распространена в Центральной и Северо-Восточной Латвии (скважины Дзербене-100, Мадона-93, Таурупе-25, Цирулиши, Личи). Она сложена крепкими буровато-серыми афанитовыми известняками с неровными поверхностями напластования и включениями пирита (рис. 12). Мощность пачки изменяется от 2,0 (скв. Личи) до 3,8 м (скв. Дзербене-100).

Скрундская пачка замещает паэкнаскую пачку на западе Латвии (скважины Адзе-6, Бернаты-53, Скрунда-56, -33, -28, Приекуле-11, -20, Циецере-10, Стури-8, Добеле-91, -92, Рагациемс, Кандава-52 и др.). Лишь в самых северных разрезах Западной Латвии (скважины Колка-54, Овиши-94, Вентспилс Д-3) развиты паэкнаские отложения. Скрундская пачка выделена Р. Ж. Ульст в 1972 г. в разрезе скв. Скрунда-56 на глубине 1135,4—1127,3 м. Она представлена переслаиванием серых глинистых органогенно-детритовых известняков и зеленовато-серых мергелей. Мощность пачки невелика — 3 (скв. Павилоста-51) — 8 м (скв. Скрунда-56).

Сауньяская пачка* залегает на размытой поверхности паэкнаских и скрундских отложений. Это подразделение выделено в Эстонии. В Латвии для него характерно спорадическое распространение, ограниченное в основном районами Центральной Латвии. Пачка сложена крепкими буровато-серыми афанитовыми известняками с раковистым изломом и гнездами тонкозернистого пирита. В основании и кровле пачки наблюдаются поверхности размыва.

Мощность пачки невелика и колеблется в значительных пределах: от 0,5 (скв. Блидене-5) и 2,0 м (скважины Алуксне-99, Кандава-52, Циецере-10) до 12,5 м (скв. Тауркалне).

Вооpеская свита заключает в себе остатки трилобитов, остракод, редких граптолитов и брахиопод. Свита согласно залегает на мергелях приекульской пачки моссенской свиты. Нижняя граница свиты литологически резкая, так как проводится по смене мергелей переслаиванием известняков и мергелей скрундской пачки или известняками паэкнаской пачки. На каротажной диаграмме граница выражается увеличением значений кажущегося сопротивления пород (см. рис. 8). Общая мощность вооpеской свиты меняется от 3 (скважины Павилоста-51, Талсы-55) до 26 м (скв. Мадона-98), увеличиваясь в центральной части Восточной Латвии.

МЕСТНЫЕ СТРАТОНЫ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА

В Западной структурно-фациальной зоне верхний ордовик объединяет следующие местные подразделения: сауньяскую пачку вооpеской свиты, рассмотренную выше, фякаскую, юнсторпскую, елгавскую,

* Сауньяская пачка, согласно Стратиграфической схеме ордовика Прибалтики 1978 г., входит в состав верхнего отдела ордовика.

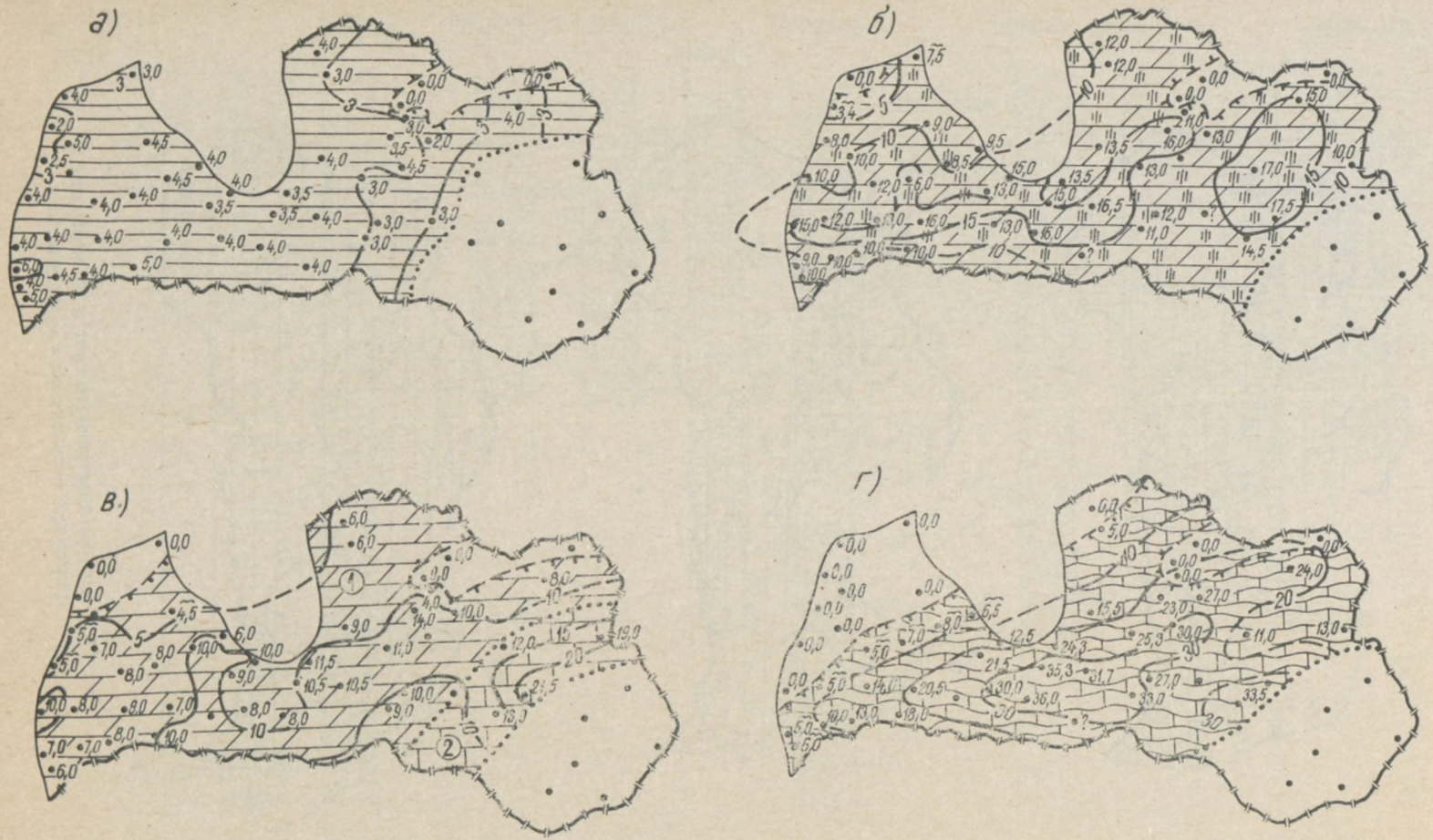


Рис. 13. Схемы распространения свит и их мощности:
а — фякаской; *б* — юнсторпской; *в* — елгавской; *г* — паровейской.

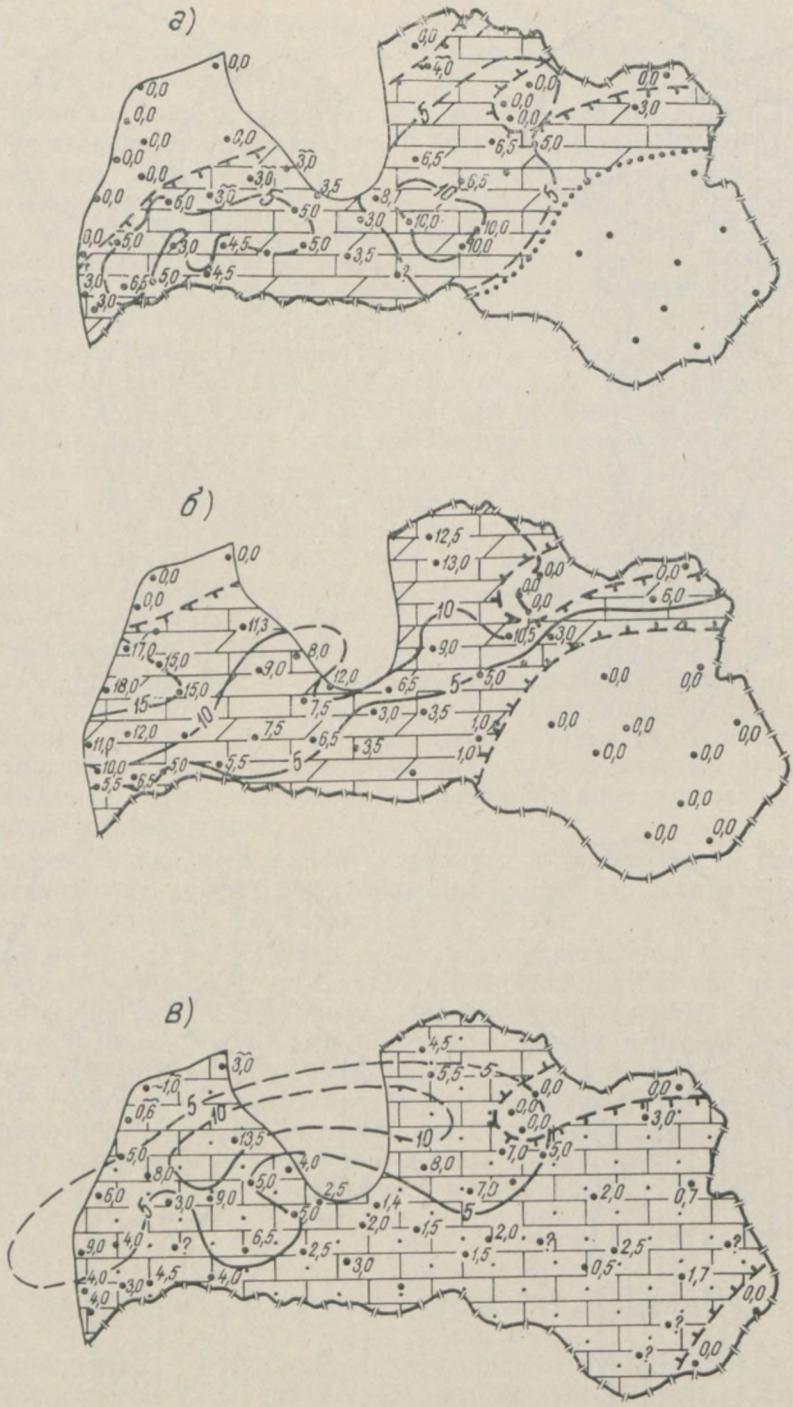


Рис. 14. Схемы распространения свит и их мощности:
а — куйлиской; *б* — кулдигской; *в* — салдусской.

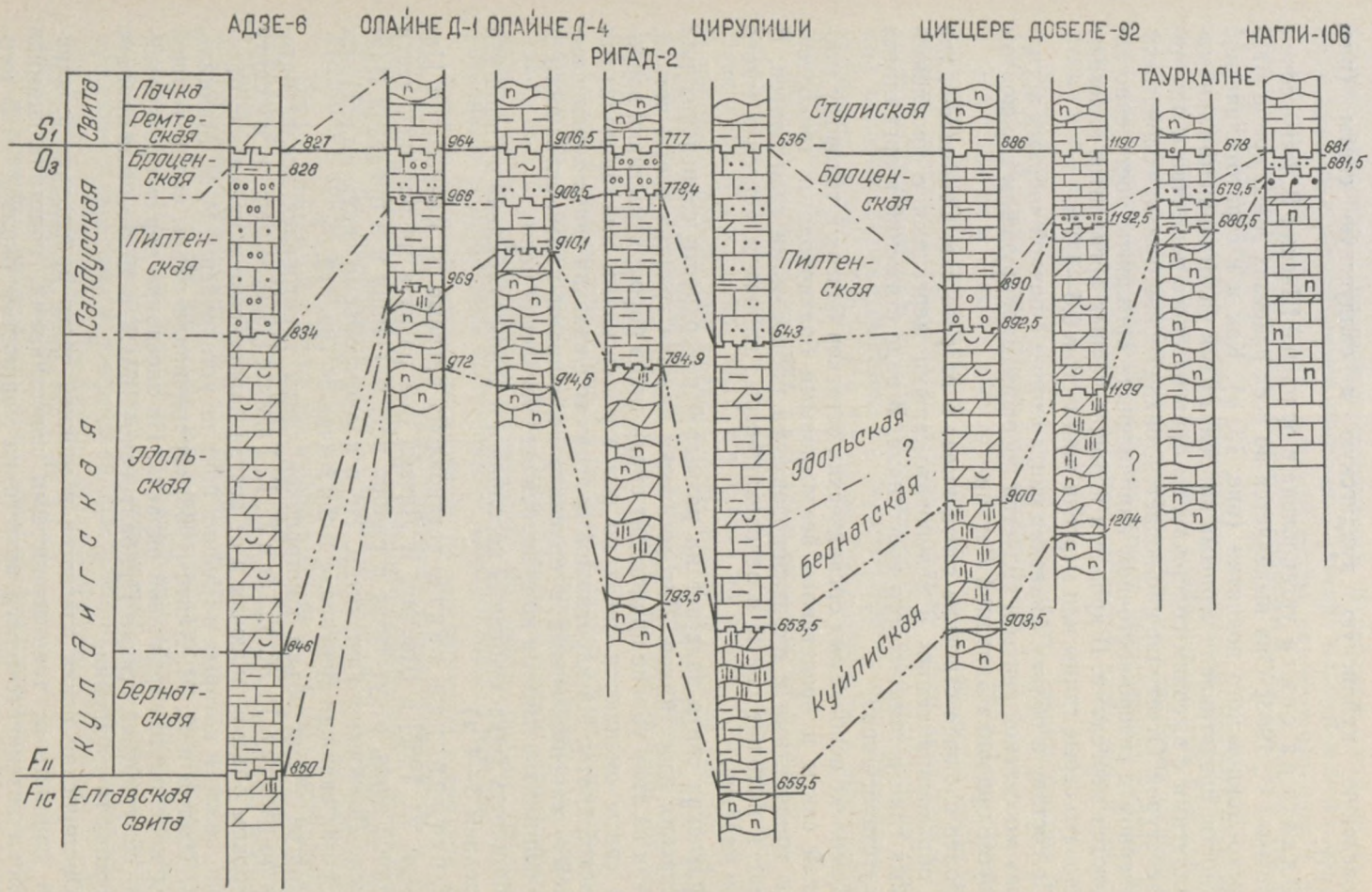


Рис. 15. Сопоставление кулдигской и салдусской свит в Западной структурно-фациальной зоне.

паровейскую, куйлискую, кулдигскую и салдусскую свиты (рис. 13—15).

Фякаская свита установлена в ордовике Швеции В. Яануссоном [Jaanusson V., 1963]. Она выделяется во всех разрезах зоны, кроме Валмиерско-Локновского поднятия (рис. 13, *а*). Как и в стратотипической местности, представлена черными карбонатными уплотненными глинами-аргиллитами с высоким содержанием органического вещества и плитчатой текстурой. Отчетливо наблюдается тонкая горизонтальная слоистость. В северном и северо-восточном направлениях аргиллиты постепенно замещаются мергелями. В кровле и подошве черных аргиллитов залегают зеленовато-серые глины или мергели мощностью 0,5—1,0 м.

По составу и облику фякаская свита сходна с пачкой «черных аргиллитов» моссенской свиты и является хорошим маркирующим горизонтом в разрезе ордовика Западной Латвии.

Более сложное строение свита имеет в разрезе скв. Стайцеле-4, где она образована темно- и зеленовато-серыми мергелями с прослоями темных глин и темно-серого известняка. В виде стяжений в аргиллитах присутствует пирит.

Комплекс ископаемых органических остатков близок к таковому моссенской свиты и представлен беззамковыми брахиоподами, тонкостенными трилобитами и пиритизированными рабдосомами граптолитов. В кровле и подошве свиты в зеленовато-серых глинах и мергелях много ходов илоедов.

Фякаская свита залегает на размытой поверхности сауньяских или паэкнаских известняков. Литологически нижняя граница свиты четкая, так как на этом уровне происходит смена типов пород: известняки вооре-ской свиты сменяются вверх по разрезу мергелями или аргиллитами фякаской свиты. На каротажной диаграмме фякаская свита хорошо выделяется максимальными в ордовике величинами гамма-активности и небольшими значениями кажущегося сопротивления пород.

Мощность фякаской свиты невелика и в целом стабильна по площади (в среднем 3—4 м).

Юнсторпская свита установлена впервые В. Яануссоном [Jaanusson V., 1936] в Швеции. В Латвии она развита на большей части Западной зоны, отсутствует в районе нас. п. Овиши и в пределах Валмиерско-Локновского поднятия. Не в полном объеме свита выделяется в разрезах скважин Вентспилс Д-3 и Колка-54 (рис. 13, *б*).

Долгое время объем юнсторпской свиты трактовался исследователями по-разному. Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите [1970] выделяли эту свиту в широком объеме, включая в ее состав паровейские и куйлиские отложения, аналоги которых в Швеции пока не установлены. Р. М. Мянниль, Л. Я. Пылма и Л. М. Хинтс [1968] ограничивали объем свиты толщей пород красновато-коричневой окраски. На заседании верхнепротерозойской—силурийской секции Прибалтийской РМСК в 1975 г. была принята последняя точка зрения.

Юнсторпская свита слагается в нижней части красновато-коричневыми глинистыми тонкозернистыми известняками, подстилающимися прослоем зеленовато-серого известняка мощностью около 1 м. В юго-западном направлении эти известняки постепенно замещаются красновато-коричневыми мергелями, содержащими линзовидные прослои и

комки красновато-коричневого известняка. В верхней части свиты развиты красновато-коричневые мергели. Текстура породы неяснослоистая.

Ископаемые органические остатки свиты немногочисленны и представлены головоногими моллюсками, сравнительно редкими трилобитами и остракодами.

Юнсторпская свита почти повсеместно согласно перекрывает фякаские отложения. Нижняя граница свиты очень четкая, так как проходит в основании толщи известняков, залегающих на глинистых отложениях фякаской свиты. На каротажной диаграмме эта граница хорошо выделяется благодаря резкому увеличению значений кажущегося сопротивления у известняков юнсторпской свиты.

Мощность свиты максимальна в средней части Латвии, где она равна 17,0—16,5 м (скважины Мадона-93, Балдоне-80).

Елгавская свита выделена Р. Ж. Ульст в 1976 г. на основании изучения разреза скв. Добеле-92. Глубина ее залегания в стратотипическом разрезе 1242—1234 м. Первоначально свита включала в свой состав гейджюнскую и гульбинскую пачки, которые позднее на основании решения Межведомственного стратиграфического совещания, проходившего в мае 1976 г. в г. Вильнюс, были отнесены к вышележащей паровейской свите.

Елгавская свита развита на несколько меньшей площади, чем юнсторпская. Эти отложения отсутствуют в разрезах скважин Колка-54, Вентспилс Д-3 и Овиши-94, пробуренных на севере Курземского п-ова. В неполном объеме они представлены также и в более южных районах полуострова (скважины Пилтене-1, -32, -33, Адзе-6, Дреймани-11, Павилоста-51, Талсы-55) и в разрезе скв. Личи, расположенном на склоне Валмиерско-Локновского поднятия (рис. 13, *в*).

Свита довольно гомогенна по составу и слагается зеленовато-серыми мергелями с прослоями и пятнами красновато-коричневых мергелей. Текстура пород неяснослоистая. Органические остатки встречаются довольно редко: обнаружены головоногие моллюски, редкие трилобиты, остракоды, в небольшом количестве — конодонтовые элементы.

Елгавская свита согласно залегает на юнсторпской и связана с ней постепенным переходом. Нижняя граница свиты проводится в толще мергелей по изменению окраски красновато-коричневой у юнсторпских отложений на зеленовато-серую, характерную для елгавских пород. Мощность свиты изменяется от 4 (скв. Личи) до 14 м (скв. Цирулиши).

Паровейская свита выделена в Литве П. П. Лапинскасом [1970] в разрезе скв. Паровея на глубинах 795,6—775,6 м. В составе свиты им установлено присутствие трех пачек отложений, впоследствии названных гейджюнской, гульбинской и смильгяйской.

В Латвии свита довольно широко развита в Западной структурно-фациальной зоне, но площадь ее распространения несколько меньше площади подстилающих елгавских отложений. Паровейская свита отсутствует в северных и северо-западных районах Латвии (севернее городов и нас. п. Лиепая—Дреймани—Эдоле—Талсы—Стайцеле) и на Валмиерско-Локновском поднятии (рис. 13, *г*).

Характерные разрезы свиты вскрыты скважинами Блидене-5, Стури-8, Кроньауце-57, Тауркалне, Цирулиши и др. В этих разрезах свита представлена преимущественно известняками и имеет трехчленное строение.

Гейджюнская пачка залегает в основании свиты. Она сложена буровато-серыми крепкими афанитовыми и полуафанитовыми известняками комковатой текстуры с включениями тонкозернистого пирита. Мощность пачки невелика и изменяется от 1 (скв. Бернаты-53) до 6 м (скв. Нитауре-58).

Гульбинская пачка на западе Латвии представлена зеленовато-серыми и красновато-коричневыми мергелями, которые юго-восточнее и восточнее г. Балдоне замещаются зеленовато-серыми мергелями и глинистыми тонкозернистыми известняками (скважины Тауркалне, Таурупе-25, Дзербене-100). В разрезе скв. Дзербене-100 в основании гульбинской пачки наблюдается поверхность размыва. Мощность пачки невелика: 1 (скв. Бернаты-53) — 5 м (скв. Добеле-92).

Смильгяйская пачка слагает основную часть паровейской свиты. Она представлена буровато-серыми афанитовыми, участками разнозернистыми, крепкими комковатыми известняками с пятнами и разводами тонкозернистого пирита. Известняки верхней части пачки иногда пористые и кавернозные. В основании пачки скважин Таурупе-25, Дзербене-100 и Добеле-92 зафиксированы поверхности размывов, импрегнированные пиритом. Мощность пачки колеблется в пределах 20 (скв. Бернаты-7) — 28 м (скв. Олайне Д-1).

В ряде районов, расположенных по периферии площади развития паровейских отложений (районы городов и нас. п. Айстере, Снепеле, Айзпуте, Энгуре, Рагациемс, Кемери, Пуйкуле, Алуксне, Мадона), состав паровейской свиты гомогенный, и она целиком слагается буровато-серыми афанитовыми известняками. Ископаемые органические остатки в свите очень редки: найдены единичные остатки граптолитов и остракод.

Паровейские известняки стратиграфически согласно залегают на елгавских мергелях. Иногда в их основании (скважины Таурупе-58, Бирини, Дзербене-100, Мадона-93) наблюдается четкая поверхность размыва. Нижняя граница свиты очень резкая и проводится по смене зеленовато-серых мергелей елгавской свиты крепкими паровейскими известняками. На каротажной диаграмме граница отчетливо определяется по резкому и значительному увеличению значений кажущегося сопротивления пород. Мощность свиты максимальна в центральных районах Латвии, где она достигает 36 м (скв. Кроньауце-57).

Куйлиская свита перекрывает паровейские известняки в Западной структурно-фациальной зоне. Она развита в тех же районах, что и подстилающие отложения. Куйлиские отложения отсутствуют на северо-западе и севере Латвии (рис. 14, *а*).

Первоначально это подразделение Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите выделено в ранге пачки в 1970 г. в разрезе скв. Куйли-9 в интервале глубин 954,5—950,5 м. В 1974 г. по рекомендации верхнепротерозойской—силурийской секции Прибалтийской РМСК ранг этого подразделения был повышен до свиты.

В стратотипическом разрезе свита представлена глинистыми мергелями, в верхней части красновато-коричневыми, в нижней — зеленовато-серыми с линзами и комками тонкозернистого и афанитового известняка. Текстура пород волнисто- и линзовидно-слоистая. Подобные строение и состав свойственны свите в пределах Салдусско-Слокского поднятия. В некоторых разрезах центральной части Латвии красновато-коричневые мергели залегают на двух уровнях — в верхней и нижней

частях свиты (скважины Рига Д-2, Балдоне-80). Еще сложнее строение свиты в разрезах скважин Рагациемс, Олайне Д-1 и Д-4, где появляется пачка буровато-серых афанитовых комковатых известняков мощностью 0,2—2,0 м, залегающих ниже верхних красновато-коричневых мергелей (скважины Рагациемс, Олайне Д-1). Подобный характер у свиты в разрезе скв. Алуксне-99.

На юго-востоке Западной структурно-фациальной зоны красновато-коричневые мергели куйлиской свиты замещаются зеленовато-серыми и повышается степень карбонатности пород. Значительно (до 4—5 м) увеличивается мощность пачки афанитовых известняков в верхней части свиты (скв. Тауркалне). Нижняя пачка мергелей переходит в серые глинистые известняки. По характеру эти отложения могут идентифицироваться с крякянавской свитой, выделенной П. П. Лапинскасом в 1970 г. в Литве, или по крайней мере с ее нижней частью. Весьма близки к описанным отложения, залегающие на паровейских известняках в разрезе скв. Мадона-93.

Комплекс органических остатков свиты представлен редкими обломками трилобитов и остракодами. Наблюдаются ходы илоедов.

Куйлиская свита повсеместно согласно залегает на паровейских известняках, присутствуя даже в разрезах тех скважин, в которых мощность паровейской свиты сильно сокращена (скважины Приекуле-11, -20, Бернаты-53, Пуйкуле). Нижняя граница свиты повсюду очень резкая, так как проводится по смене литологического состава пород: светлых крепких паровейских известняков — мергелями или глинистыми известняками куйлиской свиты. На каротажной диаграмме она определяется по отчетливому спаду значений кажущегося сопротивления пород. Мощность свиты невелика: 3 (скв. Скрунда-35) — 10 м (скважины Рига Д-2, Балдоне-80, Тауркалне).

Кулдигская свита в качестве пачки впервые выделена Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите в 1967 г. Позднее ранг этого подразделения был определен как свита [Ульст Р. Ж., 1972]. Стратотипическим разрезом свиты является разрез скв. Межмали-16, в котором характеризуемые отложения залегают на глубинах 916—900 м.

Рассматриваемая свита на севере Латвии распространена шире, чем подстилающие куйлиские отложения. Она отсутствует в крайних северо-западных районах (скважины Колка-54, Овиши-94, Вентспилс Д-3) (рис. 14,*б*). Юго-восточная и восточная границы области ее распространения грубо совпадают с юго-восточной границей Западной структурно-фациальной зоны. Свита и ее возрастные аналоги полностью отсутствуют на Валмиерско-Локновском поднятии, в разрезах скважин Алуксне-99, Мадона-93 и всей юго-восточной части территории Латвии. На северо-западе и западе Латвии свита состоит из двух пачек: нижней — бернатской и верхней — эдольской [Ульст Р. Ж., 1972] (рис. 15).

Бернатская пачка представлена серыми глинистыми органогенно-детритовыми известняками мощностью от 2 (скв. Ирлава-87) до 8 м (скв. Снепеле-90). Эта пачка отсутствует в пределах большей части Юго-Западной Латвии (скважины Скрунда П-28, -35, -56, Циецере-10, Добеле-92, Кроньауце-57).

Эдольская пачка слагает большую верхнюю часть кулдигской свиты и в Западной Латвии распространена повсеместно. Пачка сложена серыми детритовыми и биоморфными мергелями, переслаивающимися с

органогенно-детритовыми и детрито-биоморфными известняками. Мощность ее изменяется от 3 (скв. Вайнёде-101) до 15 м (скв. Вилцини-19).

К востоку от меридиана скв. Балдоне-80 строение и состав свиты становятся более однообразными. Вся она оказывается представленной серыми, в верхней части более глинистыми, иногда слабопесчанистыми и алевритистыми известняками, содержащими сравнительно малочисленный детрит фауны. В разрезе свиты скважин Нитауре-58 и Таурупе-25 наблюдаются поверхности седиментационных перерывов.

Органические остатки в составе свиты в Западной Латвии весьма многочисленны и разнообразны в групповом отношении. Они представлены своеобразным комплексом целых раковин брахиопод, образующих в отдельных прослоях скопления — банки трилобитов, остракод и ветвистых граптолитов, редких ругоз и криноидей. В восточном направлении количество органических остатков сокращается и они представлены редкими брахиоподами и остракодами.

Кулдигская свита, очевидно, трансгрессивно залегает на куйлиских мергелях. Об этом свидетельствует стратиграфическое несогласие — отсутствие аналогов тауценской свиты и бернатской пачки, наблюдаемое между упомянутыми подразделениями на большей части Латвии. Еще большее несогласие имеет место в Северо-Западной и Северной Латвии (скважины Пилтене-1, -30, -32, -34, Адзе-6, Дреймани-11, Павилоста-51, Талсы-55, Стайцеле-4 и др.), где кулдигские отложения залегают непосредственно на юнсторпских или елгавских отложениях. Нижняя граница свиты на большей части территории обычно определяется достаточно хорошо по смене красновато-коричневых мергелей линзовидно-слоистой текстуры более четко слоистыми серыми мергелями или известняками кулдигской свиты. На каротажной диаграмме эта граница определяется по некоторому увеличению кажущегося электрического сопротивления пород.

Мощность кулдигских отложений максимальна (18 м) на северо-западе и севере Латвии, т. е. в районах, где свита наиболее полно представлена (скважины Павилоста-51, Дреймани-11). Наименьшие значения мощности — в несколько метров — отмечены в центральных районах Латвии (скв. Дзербене-100).

Салдусская свита венчает разрез верхнего ордовика. В Западной зоне свита развита в том или ином объеме почти повсеместно, исключая Валмиерско-Локновское поднятие, в пределах которого она отсутствует (см. рис. 14, *в*). Первоначально это подразделение в качестве пачки выделено Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите [1970] в разрезах Салдусско-Слокского поднятия. Позднее Р. Ж. Ульст, основываясь на гетерогенном строении подразделения, предложила рассматривать салдусские отложения в ранге свиты.

Стратотипическим разрезом свиты является разрез скв. Циецере-10, в котором она залегает на глубинах 892,5—886,0 м. Свита на большей части Западной Латвии объединяет две пачки: пилтенскую и броценскую, в ряде разрезов полностью или частично замещающие друг друга по латерали.

Пилтенская пачка целиком слагает салдусскую свиту на северо-западе Латвии (скважины Пилтенской, Кулдигской, Вергальской, Дурбеской, Бернатской площадей). На севере Латвии (скважины Стайцеле-4, Пуйкуле) и крайнем юго-западе республики (скв. Приекуле-11) она

слагает большую нижнюю половину свиты, а в пределах Салдусской площади и в разрезе скв. Мадона-93 подстилает отложения броценской пачки в виде маломощного прослоя. В разрезах скважин Олайне Д-1 и Алуксне-99 установлено присутствие отложений пачки в верхах свиты. В ряде разрезов пилтенская пачка полностью отсутствует (скважины Добеле-92, Балдоне-80 и др.) (см. рис. 15).

Пилтенская пачка выделена в разрезе скв. Пилтене-1 на глубинах 1013,4—1005,5 м. Она представлена светло-серыми органогенно-обломочными (псевдооолитовыми) сгустково-комковатыми и оолитовыми известняками, содержащими песчаную или алевритовую примесь. Текстура известняков массивная или косослоистая. В разрезах скважин, пробуренных на Пилтенской, Эдольской, Дурбеской, Вергальской и Бернатской площадях, в пилтенских известняках обнаружены нефтепроявления. Мощность пилтенской пачки изменяется от 0,6 (скв. Вентспилс Д-3) до 13,5 м (скв. Талсы-55).

Броценская пачка слагает верхнюю часть салдусской свиты (Приекульская площадь, скв. Стайцеле-4 и Пуйкуле), редко — нижнюю, большую ее часть (скважины Олайне Д-1, Алуксне-99), или представляет целиком всю свиту (скважины Балдоне-80, Добеле-92, Бирини, Цирулиши, Дзербене-100). Стратотипом пачки служит разрез скв. Куйли-9, в котором пачка выделена на глубинах 941—938 м.

Пачка сложена серыми, в разной степени глинистыми тонкогоризонтально-слоистыми и тонкоплитчатыми известняками и мергелями, реже алевролитами. Известняки в том или ином количестве содержат песчаный и алевритовый материал. На поверхностях напластования наблюдаются трещины усыхания, знаки ряби, капли дождя, следы подводного оползания. В разрезе пачки скважин Рагациемс и Дзербене-100 наблюдаются частые поверхности седиментационных перерывов, а в разрезе скв. Нитауре-58 — прослои гравелитов. Мощность пачки меняется от 0,7 (скв. Тауркалне) до 8,0 м (скв. Дзербене-100).

На Салдусской площади в этих отложениях установлены газопроявления. Органические остатки в составе свиты очень редки; известны находки единичных трилобитов и брахиопод.

Салдусская свита залегает на размытой поверхности кулдигских отложений. В разрезах скважин Пилтене-30, Адзе-6, Приекуле-11, Куйли-9, Стайцеле-4, Олайне Д-1 и Д-4, Нитауре-58, Мадона-93, Нагли-106, Аташиене-9 в кровле кулдигских—основании салдусских отложений наблюдается отчетливая поверхность размыва, импрегнированная пиритом. В некоторых разрезах на этом уровне имеется прослой конгломерата мощностью до 30 см (скважины Олайне Д-1, Нагли-106, Аташиене-9). Нижняя граница свиты обычно определяется достаточно хорошо по изменению либо вещественного состава пород на западе Латвии (кулдигские мергели сменяются псевдооолитовыми, органогенно-обломочными крепкими известняками), либо структурных и текстурных признаков пород в восточных районах республики (тонкозернистые глинистые кулдигские известняки сменяются тонкоплитчатыми песчанистыми и органогенно-обломочными известняками салдусской свиты). На каротажной диаграмме эта граница определяется обычно по резкому увеличению значений кажущегося электрического сопротивления пород.

Салдусская свита в ряде районов со значительным стратиграфическим несогласием, особенно на Пилтенской и Кулдигской площадях, перекрыта

разными по возрасту подразделениями силурийской системы, которые залегают на размытой поверхности салдусских отложений. Отчетливая поверхность размыва в кровле свиты отмечается в разрезах скважин Пилтене-30, Бернаты-53, Приекуле-11, Добеле-92, Олайне Д-4, Балдоне-80, Рагациемс, Рига Д-2, Бирини, Алуксне-99, Мадона-93, Нагли-106, Аташиене-9 и некоторых других. Мощность салдусской свиты изменяется от 0,5 (скв. Нагли-106) до 13,5 м (скв. Талсы-55), увеличиваясь на западе республики.

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ОРДОВИКА ВОСТОЧНОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Стратотипической областью развития ордовика прибалтийского типа в Средней и Южной Прибалтике является Средне-Литовский палеопрогиб, установленный И. Ю. Пашкевичюсом в 1959 г. Наиболее полные и характерные разрезы прибалтийского ордовика вскрыты скважинами Лудза-15, Малта-105, Вишки-25, Межциемс в юго-восточной части Латвии, находящимися на севере осевой части этого прогиба (рис. 16). На северо-западном склоне палеопрогиба развиты ордовикские отложения переходного типа (вскрытые скважинами Балтинава-17, Аташиене-9, Нагли-106), которые характеризуются наличием элементов ордовика шведско-латвийского и прибалтийского типов. На юго-восточном склоне прогиба распространен ордовик сокращенной мощности как за счет денудации верхней части разреза, так и за счет уменьшения мощности отдельных подразделений (скважины Берзини, Шкяуне-103, Краслава-104).

Нижний и средний ордовик Восточной зоны характеризуется сравнительно выдержанным строением разреза, тогда как верхний отдел представлен сильно дифференцированными по составу, текстуре и комплексам ископаемых органических остатков отложениями, испытывающими значительные изменения на коротких расстояниях.

МЕСТНЫЕ СТРАТОНЫ НИЖНЕГО ОРДОВИКА

В нижнем ордовике прибалтийского типа на юго-востоке Латвии, к которому очень близки по составу и строению нижнеордовикские отложения Северной Латвии (скважины Колка-54, Овиши-94, Вентспилс Д-3, Стайцеле-4), легко устанавливается присутствие литостратиграфических подразделений, выделенных в Эстонии (каллавереская и лээтсеская свиты) и Литве (драйсейкская, бичюнская свиты и большая часть рокишкской свиты) (рис. 17).

Каллавереская свита, представленная песчаными и глинисто-песчаными отложениями, в Восточной структурно-фациальной зоне характеризуется теми же особенностями состава и строения, что и в Западной. В большинстве разрезов юго-востока и севера Латвии свита сложена кварцевыми песчаниками средне- и мелкозернистой структуры серой и буровато-серой окраски, реже алевролитами. Мощность свиты 0,3—1,0 м. Резкое увеличение мощности каллавереской свиты (до 9 м в скв. Стайцеле-4 и 12 м в скв. Личи) наблюдается на севере Латвии.

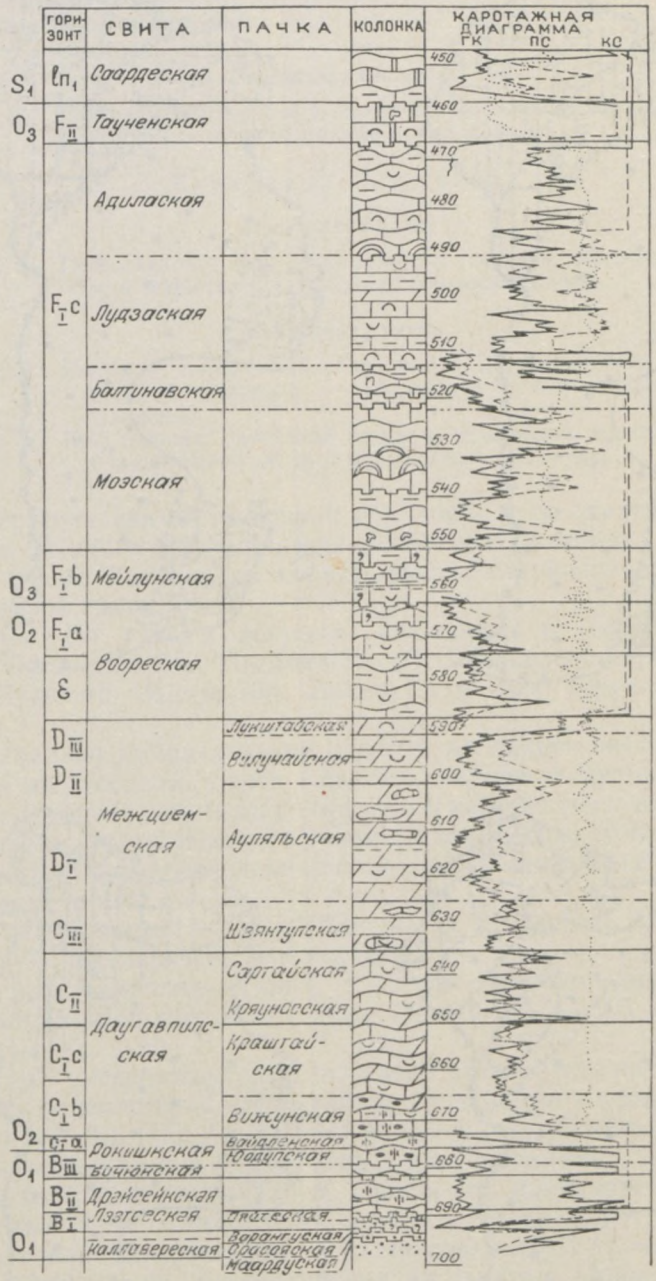


Рис. 16. Характерный разрез ордовика скв. Лудза-15 в Восточной структурно-фациальной зоне.

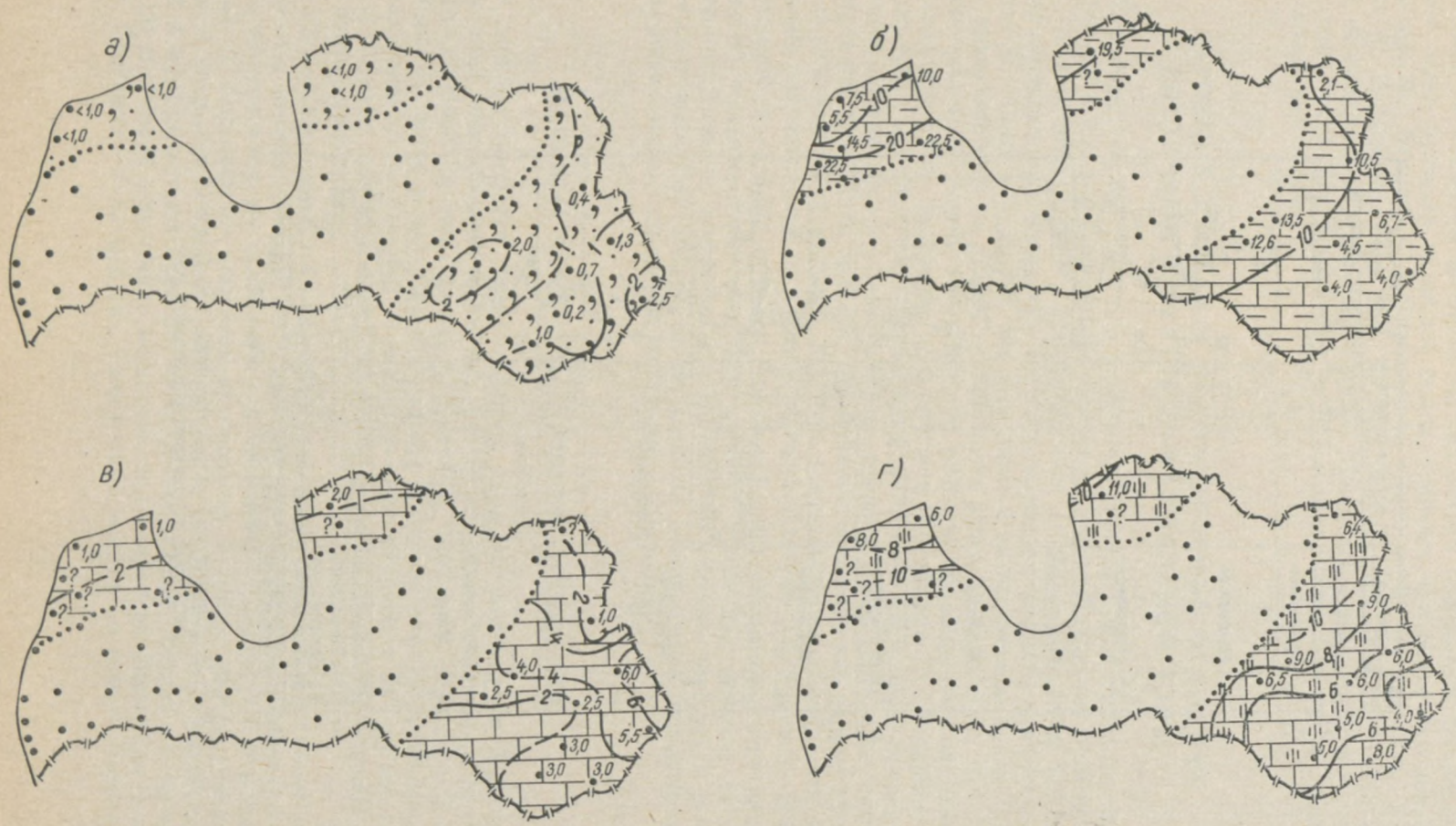


Рис. 17. Схемы распространения свит и их мощности:
а — лээтсеской; *б* — драйсейкской; *в* — бичюнской; *г* — рокишкской.

Сложнее строение и состав свиты в разрезе скв. Лудза-15. Здесь представляется возможность выделить некоторые пачки, характерные для района выходов в Эстонии.

Варангуская пачка?

693,0—693,6 м Песчаник темно-серый с прослойками зеленовато-серой глины, содержащими остатки беззамковых брахиопод

Каллавереская свита

Орасояская пачка

693,6—694,0 м Переслаивание черных аргиллитов (сланцев, обогащенных органическим веществом) с темно-серыми песчаниками

Маардуская пачка

694,0—694,4 м Песчаник темно-серый кварцевый с одним прослоем черного аргиллита. В песчанике — обломки и целые створки беззамковых брахиопод

694,4—694,5 м Конгломерат, состоящий из галек зеленовато- и темно-серых пород, а также целых створок беззамковых брахиопод

Каллавереская свита повсюду с размывом и со стратиграфическим несогласием залегает на кварцевых песчаниках кембрия. В Восточной зоне и на севере Латвии она перекрывается глауконитовыми песчаниками лээтсеской свиты.

Лээтсеская свита вскрыта скважинами на севере (Колка-54, Овиши-94, Вентспилс Д-3, Пилтене-30, -31, Стайцеле-4, Пуйкуле) и юго-востоке (Лудза-15, Малта-105, Вишки-25 и др.) территории Латвии (рис. 17, *а*).

Первоначально подразделение с таким названием выделено в Эстонии А. К. Рыымусоксом. Свита сложена кварцево-глауконитовыми песчаниками, сцементированными глинистым и карбонатным цементом, либо глауконититами, содержащими в своем составе свыше 50% зерен глауконита и значительную примесь кварцевых зерен, связанных глинисто-карбонатным цементом*.

Гетерогенный состав свиты наблюдается в разрезах северных скважин Овиши-94 и Стайцеле-4 (сверху вниз):

1) песчаник зеленовато-серый кварцево-глауконитовый крупно- и разнозернистый, мощностью 0,2 (скв. Овиши-94) — 0,5 м (скв. Стайцеле-4);

2) доломит зеленовато-серый, в равной степени глинистый, содержащий примесь зерен кварца и глауконита песчаной размерности. Доломит имеет мощность 0,1 (скв. Овиши-94) — 0,3 м (скв. Стайцеле-4) и связан постепенным переходом с нижележащими отложениями;

3) глауконитит песчаный (скв. Овиши-94) или песчаник кварцево-глауконитовый (скв. Стайцеле-4) зеленого цвета с детритом беззамковых брахиопод. В основании — слабовыраженная поверхность перерыва (скв. Стайцеле-4), импрегнированная пиритом. Мощность 0,35 (скв. Овиши-94) — 0,2 м (скв. Стайцеле-4).

Общая мощность лээтсеской свиты 0,2 (скв. Вишки-25) — 2 м (скв. Аташиене-9).

* Близкие по составу отложения залегают в основании зебреской свиты Западной зоны, но они отличаются по возрасту заключенных в них конодонтов.

Лээтсеская свита заключает в себе значительное количество конодонтовых элементов и детрит, по-видимому, переотложенных беззамковых брахиопод, сосредоточенный в основании свиты.

Свита с размывом залегает на каллавереских песчаниках, контакт с которыми достаточно четкий благодаря присутствию глауконита в рассматриваемых отложениях. В кровле свиты нередко наблюдается хорошо выраженная поверхность размыва с карманообразными углублениями и мощной (до 2 см) импрегнацией гидроокислами железа.

Драйсейкская свита выделена Е. М. Лашковым, И. Ю. Пашкевичюсом, Н. В. Сидаравичене [1980] в разрезе скв. Буткунай в интервале глубин 745,6—739,3 м. В стратотипическом разрезе свиты выделено три пачки: армонская, мядейская и спальвишская. Из-за недостаточной изученности нижнеордовикских отложений проследить эти пачки в пределах республики пока не удается. Распространение свиты не ограничено районами юго-востока Латвии: очень близкие по характеру отложения вскрыты в разрезах скважин Стайцеле-4, Овиши-94, Вентспилс Д-3, Колка-54 на севере республики (рис. 17, *б*).

В основании свиты залегают доломиты различной окраски, часто пестрые, с различным количеством зерен глауконита. Аналогичные образования в Эстонии получили название пяйтеской пачки. Мощность пяйтеских доломитов невелика, порядка 0,2 м. Пяйтеские доломиты распространены шире по сравнению с лээтсескими песчаниками и могут встречаться в периферийных районах склона Елгавского палеопрогиба как в кровле зебреских глин (скважины Бирини, Олайне Д-1), так и несколько ниже кровли — в толще глин или в основании (скважины Валмиера, Стренчи). Последнее обстоятельство позволяет судить о возможной разновозрастности этих доломитов в различных районах Латвии.

Основная, большая часть драйсейкской свиты сложена красновато-коричневыми известняками, в разной степени глинистыми с зеленовато-серыми пятнами и разводами желтого цвета. В составе свиты небольшую роль играют мергели, залегающие в виде отдельных прослоев. Известняки в верхах свиты в осевой части Средне-Литовского палеопрогиба содержат мелкие зерна глауконита, сосредоточенные в отдельных прослойках (скв. Межциемс, Малта-105, Лудза-15). Весьма характерно для этих известняков присутствие норок зарывания. В низах свиты наблюдаются многочисленные (7—10) поверхности перерыва, импрегнированные гидроокислами железа (скв. Нагли-106, Малта-105).

Драйсейкская свита охарактеризована остатками трилобитов, головоногих моллюсков, остракод и содержит конодонтовые элементы. Мощность ее на северо-западе Латвии составляет 5,5 (скв. Вентспилс Д-3) — 9,5 м (скв. Колка-54), на севере увеличивается до 19,5 м (скв. Стайцеле-4). В юго-восточных районах наименьшие значения мощности выявлены в центральной части Средне-Литовского палеопрогиба: 4,0 (скважины Шкяуне-103, Вишки-25) — 6,7 м (скв. Лудза-15). Максимальная мощность для этой части республики (13,5 м) установлена в разрезе скв. Аташиене-9.

На кривых КС драйсейкская свита характеризуется более низкими значениями кажущегося сопротивления пород, чем вышележащие отложения. Пяйтеский доломит драйсейкской свиты с размывом залегает на песчаных отложениях лээтсеской свиты. Литологический контакт очень четкий.

Бичюнская свита выделена Е. М. Лашковым, И. Ю. Пашкевичюсом и Н. В. Сидаравичене [1980] в разрезе скв. Буткунай на глубине 739,35—737,9 м. В Латвии она прослеживается в тех же разрезах юго-восточной и северной частей республики, что и драйсейкская (рис. 17, *в*). Свите свойственны гетерогенные состав и строение. В стратотипе она подразделена на три очень небольшие по мощности пачки — гиндвильскую, миконскую и обяльскую, различающиеся окраской пород. Уровень современного знания этой части разреза не позволяет производить в Латвии подобное деление свиты на пачки. Бичюнская свита сложена преимущественно серыми и темно-серыми известняками, содержащими в верхней части прослои известняков красновато-коричневой окраски. Текстура известняков волнисто- и неяснослоистая. В них наблюдаются многочисленные охристые поверхности внутриформационных размывов и скопление псевдооолитов — включений гётита неправильной формы (скважины Лудза-15, Межциемс). Иногда в нижней части свиты присутствуют зерна глауконита (скв. Стайцеле-4).

Мощность бичюнской свиты меняется от 1,0 (скв. Балтинава-17) до 6 м (скв. Лудза-15). Нижняя граница свиты определяется по смене красновато-коричневой окраски подстилающих отложений на серую, присущую рассматриваемой свите. На каротажной диаграмме граница фиксируется увеличением кажущегося сопротивления у бичюнских известняков по сравнению с драйсейкскими.

Рокишкская свита выделена в разрезе скв. Буткунай в Северо-Восточной Литве, который является стратотипическим. Она установлена в этом разрезе на глубинах 737,9—732,4 м Е. М. Лашковым, И. Ю. Пашкевичюсом и Н. В. Сидаравичене [1980] и подразделена на две пачки: юодупскую и вайдленскую. Это двучленное деление свиты сохраняется и на территории Латвии. Здесь свита распространена в основном в тех же районах, что и подстилающие отложения, исключая север республики, где площадь ее развития несколько меньше площади подстилающих отложений (рис. 17, *г*).

Юодупская пачка сложена красновато-коричневыми известняками с зеленовато-серыми пятнами и желтыми разводами. Реже она представлена серыми разностями известняков с пятнами красновато-коричневого цвета (скв. Аташиене-9, Балтинава-17). Текстура известняков неясноволнисто-слоистая. Весьма характерно наличие включений — псевдооолитов гётита, наблюдаемых почти во всех разрезах Юго-Восточной Латвии. В одновозрастных отложениях Северной Латвии они отсутствуют. В разрезах скважин Лудза-15, Аташиене-9, Малта-105 отмечаются многочисленные (до 10) поверхности размыва, импрегнированные гидроокислами железа. Мощность пачки на юго-востоке республики 2,3 (скв. Вишки-25) — 6,5 м (скв. Аташиене-9). На севере она достигает 11 м (скв. Овиши-94).

Вайдленская пачка* представлена крепкими, яркими по окраске красновато-коричневыми органогенно-детритовыми известняками с неровными бугристыми поверхностями напластования, комковатой текстуры. Состав и строение вайдленской пачки очень сходны с таковыми пород верхней части зиемельской пачки, развитой в Западной зоне. Мощность пачки также сравнительно постоянна и колеблется в пределах 2 (скв. Межциемс) — 4 м (скв. Балтинава-17).

* Вайдленская пачка рокишкской свиты относится к среднему отделу ордовика.

Для известняков рокишкской свиты характерно присутствие остатков наутилоидей, редких трилобитов и иглокожих, остракод и конодонтовых элементов. Общая мощность свиты изменяется от 4 (скв. Шкяуне-103) до 9 м (скв. Аташиене-9 и Балтинава-17).

Свита согласно залегает на бичюнских известняках, ее нижняя граница определяется по смене серой окраски подстилающих отложений на красновато-коричневую, свойственную рассматриваемому стратону. На кривых КС рокишкская свита характеризуется повышением значений кажущихся электрических сопротивлений пород.

МЕСТНЫЕ СТРАТОНЫ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА

В среднем ордовике Восточной структурно-фациальной зоны на всей территории Юго-Восточной Латвии прослеживается вайдленская пачка рокишкской свиты, даугавпилсская, межциемская и большая часть воореской свиты (рис. 18).

Даугавпилсская свита установлена Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите [1970] в разрезе скв. Межциемс на глубинах 540—512 м. Характерные разрезы свиты вскрыты скважинами Лудза-15 и Малта-105 (рис. 18, *а*).

Даугавпилсская свита, сложенная мергелями и известняками, Е. М. Лашковым, И. Ю. Пашкевичюсом и Н. В. Сидаравичене [1980] подразделена на четыре пачки: вижунскую, краштайскую, кряуносскую и сартайскую. Четырехчленное деление свиты хорошо выдержано только в некоторых разрезах (скв. Вишки-25). В других оно может быть выполнено с некоторыми трудностями и допущениями, в основном по данным каротажа (скважины Лудза-15, Малта-105, Аташиене-9, Балтинава-17). В разрезах скважин Краслава-104 и Шкяуне-103 даугавпилсская свита детально пока не может быть подразделена.

Вижунская пачка представлена серыми с пятнами и разводами красновато-коричневого и желтого цвета органогенно-детритовыми, в верхней части глинистыми, известняками.

Текстура пород неясноволнисто-слоистая. Для пачки характерно присутствие поверхностей седиментационных размывов, импрегнированных гётитом (скв. Малта-105, Нагли-106, Лудза-15). Весьма часто в отложениях пачки содержатся включения (псевдооолиты) гётита. Мощность пачки 3 (скв. Вишки-25) — 8 м (скв. Лудза-15).

Краштайская пачка сложена серыми глинистыми органогенно-детритовыми известняками и мергелями примерно в равных соотношениях. Текстура пород неясноволнисто-слоистая. В пачке наблюдаются поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные пиритом. Мощность пачки меняется от 7,0 (скв. Вишки-25) до 14,4 м (скв. Малта-105).

Кряуносская пачка представлена серыми органогенно-детритовыми известняками с прослоями зеленовато-серых мергелей. Текстура пород волнисто-слоистая. В известняках пачки, вскрытых бурением в районах населенных пунктов Нагли и Аташиене, присутствуют включения — псевдооолиты гётита. Мощность пачки изменяется от 8,0 (скв. Вишки-25) до 12,5 м (скважины Аташиене-9, Малта-105).

Сартайская пачка венчает разрез даугавпилсской свиты. Она сложена серыми органогенно-детритовыми известняками с прослоями зеленовато-серых мергелей. По общему облику пород пачка очень близка

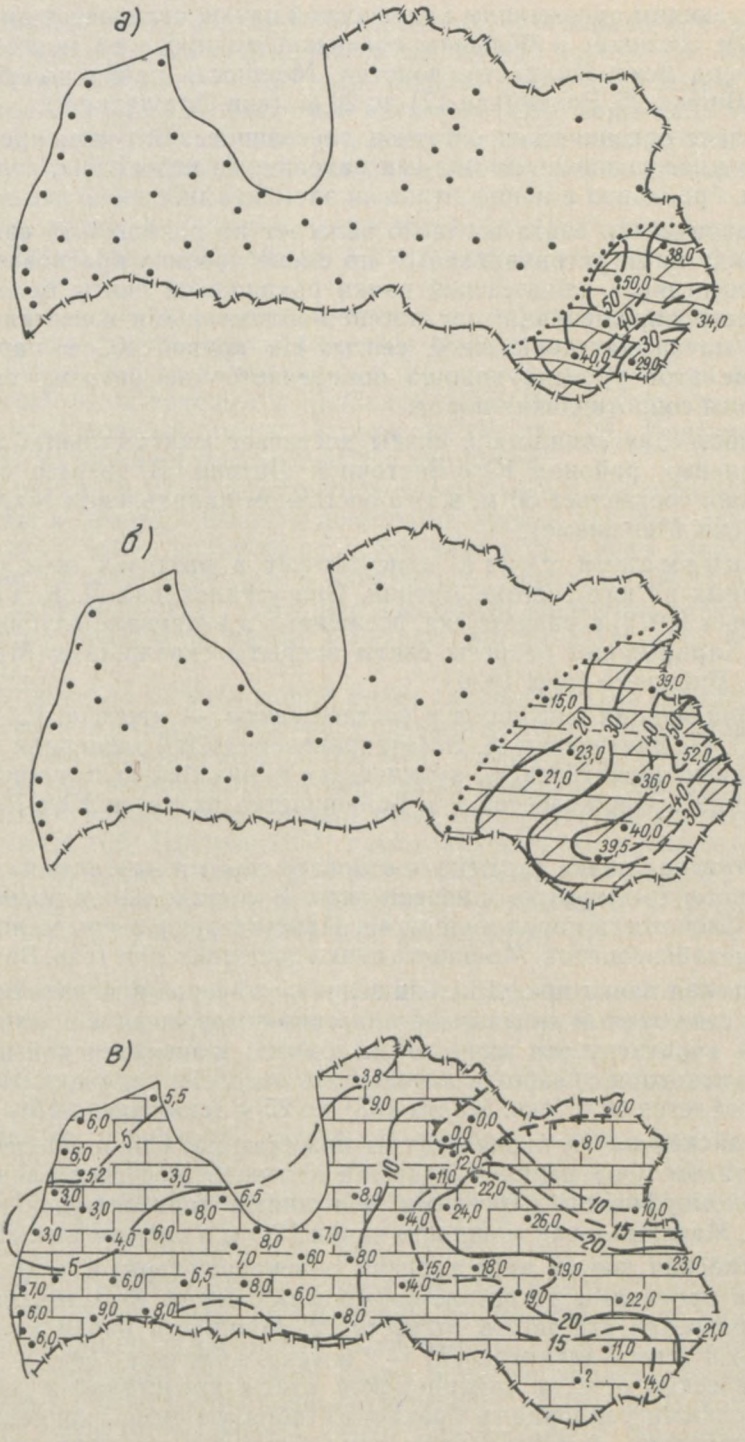


Рис. 18. Схемы распространения свит и их мощности:
а — даугавпилсской; *б* — межциемской; *в* — воореской.

к подстилающим отложениям кряуносской пачки, отличается лишь более глинистым составом и бóльшим содержанием прослоев мергелей. Текстура пород неясноволнисто-слоистая. Мощность пачки колеблется от 12 (скв. Вишки-25, Балтинава-17) до 20 м (скв. Аташиене-9).

Комплекс органических остатков даугавпилсской свиты представлен довольно многочисленными целыми раковинами иглокожих, трилобитов, остракод, брахиопод и конодонтовыми элементами.

Даугавпилсская свита согласно залегает на рокишкской свите. Граница между ними устанавливается по смене крепких красновато-коричневых известняков вайдленской пачки рокишкской свиты более глинистыми пестроокрашенными органогенно-обломочными известняками вижунской пачки даугавпилсской свиты. На кривой КС в каротажной диаграмме этот уровень хорошо определяется по резкому снижению кажущегося сопротивления пород.

Мощность даугавпилсской свиты достигает максимальных значений в центральных районах Юго-Восточной Латвии. В разрезе скв. Аташиене-9 она составляет 50 м, в юго-восточном направлении сокращается до 28 м (скв. Межциемс).

Межциемская свита присутствует в разрезах всех скважин, пробуренных на юго-востоке Латвии. Она установлена Л. К. Гайлите и Р. Ж. Ульст [1972] в разрезе скв. Межциемс в интервале глубин 512,0—472,5 м. Характерные разрезы свиты вскрыты скважинами Малта-105, Лудза-15, Вишки-25 (рис. 18, *б*).

Преобладающий тип пород в составе свиты — мергели. Е. М. Лашков, И. Ю. Пашкевичюс и Н. В. Сидаравичене [1980] разделили свиту на четыре пачки: швянтупскую, ауляльскую, вилучайскую и лукштайскую. Это деление выдерживается и в большинстве разрезов Юго-Восточной Латвии.

Швянтупская пачка сложена зеленовато-серыми мергелями с прослоями органогенно-детритовых известняков. В составе пачки преобладают мергели. Слоистость пород волнистая. Присутствуют очень маломощные прослои метабентонитов. Мощность пачки достигает 19 м (скв. Вишки-25).

Ауляльская пачка представлена зеленовато-серыми мергелями с прослоями и стяжениями-линзами органогенно-детритовых известняков. По составу и характеру эта пачка очень близка к швянтупской пачке, от которой в некоторых разрезах может быть отделена с трудом. Мощность пачки колеблется от 6 (скв. Малта-105) до 25 м (скв. Лудза-15).

Вилучайская пачка отличается от нижележащих пачек более глинистым составом. Она целиком сложена зеленовато-серыми глинистыми, иногда биоморфными, мергелями и глинами горизонтально-слоистой текстуры. Максимальная мощность пачки 12,5 м в разрезе скв. Лудза-15.

Лукштайская пачка представлена зеленовато-серыми мергелями с линзами и прослоями детритово-биоморфных серых известняков. В некоторых разрезах эта пачка отсутствует. Мощность пачки колеблется в пределах 4 (скв. Балтинава-17) — 7 м (скв. Краслава-104).

Органические остатки межциемской свиты представлены многочисленными целыми раковинами брахиопод, образующими скопления в отдельных прослоях, более редкими трилобитами и иглокожими. Кроме того, в этих отложениях содержатся обильные остракоды, конодонтовые элементы и хитинозои.

Межциемская свита согласно залегает на даугавпилсских отложениях. Нижняя ее граница определяется достаточно хорошо по смене переслаивания известняков и мергелей толщей преимущественно мергелевого состава. Однако в некоторых разрезах (скв. Вишки-25, Аташиене-9) переход носит постепенный характер и граница свиты устанавливается с трудом. На каротажной диаграмме этот уровень проводится по уменьшению значений КС.

Мощность свиты колеблется в пределах 24 (скв. Аташиене-9) — 52 м (скв. Лудза-15), увеличиваясь в центральных районах юго-востока Латвии.

Вооpеская свита, представленная в разрезах Западной структурно-фациальной зоны, прослеживается также и в Восточной (рис. 18, *б*). Однако ее состав и строение на юго-востоке республики существенно отличаются от таковых в Западной зоне. По составу отложений в большинстве разрезов свиты (скважины Малта-105, Краслава-104, Шкяуне-103) на юго-востоке выделяются три пачки.

Нижняя пачка сложена серыми тонкозернистыми и полуафанитовыми известняками, в разной степени глинистыми, иногда органогенно-детритовыми, комковатой и волнисто-слоистой текстуры. Среди известняков присутствуют прослои мергелей. В разрезе скв. Краслава-104 на поверхностях напластования пород отмечаются многочисленные седиментационные размывы. Мощность пачки 8,5 (скв. Малта-105) — 11 м (скв. Шкяуне-103).

Средняя пачка по составу пород более глинистая. Она представлена либо зеленовато-серыми мергелями с прослоями и линзами глинистых известняков (скв. Шкяуне-103, Нагли-106), либо глинистыми известняками с прослоями зеленовато- и темно-серых мергелей (скв. Лудза-15). В кровле пачки наблюдается четкая поверхность размыва (скважины Лудза-15, Малта-105, Шкяуне-103), самая крупная из серии таких поверхностей в вооpеской свите юго-востока Латвии. В верхней части пачки в некоторых разрезах (скв. Шкяуне-103) содержатся зерна глауконита. Мощность средней пачки 3 (скв. Шкяуне-103) — 9 м (скв. Малта-105).

Верхняя пачка* сложена более крепкими афанитовыми или полуафанитовыми органогенно-детритовыми комковатыми известняками, иногда с маломощными прослоями мергелей. Текстура пород обычно комковатая. По всей пачке наблюдаются многочисленные поверхности седиментационных размывов.

В известняках содержатся скопления тонкозернистого пирита, реже глауконита (скв. Лудза-15). В разрезах скважин Нагли-106 и Малта-105 в этой пачке присутствуют несколько метабентонитовых прослоев мощностью 0,5—20,0 см.

Мощность верхней пачки 6 (скв. Малта-105) — 7 м (скв. Шкяуне-103).

В некоторых разрезах свиты (скважины Балтинава-17, Аташиене-9, Вишки-25) трехчленное деление установить не удается. В них она представлена органогенно-детритовыми известняками или переслаиванием известняков и мергелей. Для всей свиты в целом характерно наличие многочисленных поверхностей седиментационных размывов. Ископаемые органические остатки вооpеской свиты представлены брахиоподами, криноидеями, трилобитами, остракодами, редкими кораллами.

* Верхняя пачка вооpеской свиты относится к верхнему отделу ордовика.

Вооре́ская свита в большинстве разрезов согласно залегает на подстилающих межциемских отложениях. Лишь в разрезе скв. Краслава-104 она с размывом и, возможно, небольшим стратиграфическим несогласием ложится на размытую поверхность межциемской свиты. Нижняя граница свиты литологически хорошо выражена, так как проводится в основании известняков, сменяющих вверх по разрезу мергели лукштайской пачки межциемской свиты. На кривой КС эта граница характеризуется резким увеличением значений кажущегося сопротивления пород. Общая мощность воореской свиты на юго-востоке Латвии колеблется от 11 (скв. Вишки-25) до 23,5 м (скв. Лудза-15).

МЕСТНЫЕ СТРАТОНЫ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА

Согласно принятой стратиграфической схеме ордовика Прибалтики 1977 г., верхний отдел этой системы в Средне-Литовском палеопрогибе Восточной зоны состоит из верхов воореской свиты, мейлунской, моэской, халликуской и балтинавской свит, отвечающих в некоторых районах сведасайской свите, а также лудзаской, укмяргской, адилаской, тауценской и салдусской (?) свит, последовательно сменяющих друг друга в вертикальном разрезе (рис. 19).

Однако полученные в последние годы материалы бурения новых глубоких скважин (Нагли-106, Малта-105, Краслава-104, Шкяуне-103) и послойная корреляция разрезов выявили более сложное пространственное соотношение указанных подразделений, с одной стороны, и недостатки таксономии этих стратонов — с другой. Попытка унификации подразделений верхнего ордовика Западной и Восточной зон подняла много вопросов, решить которые на данной стадии изученности этого региона не представляется возможным.

Мейлунская свита выделена Е. М. Лашковым, И. Ю. Пашкевичюсом и Н. В. Сидаравичене [1980] в разрезе скв. Сведасай на глубинах 608,1—582,4 м. На юго-востоке Латвии свита развита как в разрезах переходного характера (скважины Нагли-106, Аташиене-9, Балтинава-17), так и в осевой части Средне-Литовского палеопрогиба (рис. 20, *а*).

В стратотипическом разрезе в составе свиты установлено три пачки: ревуонская, кайминская и добилинская. На территории юго-востока республики эти пачки прослеживаются с трудом.

Мейлунская свита в Латвии сложена мергелями и известняками волнисто-слоистой и горизонтальной текстуры. Состав ее довольно изменчив по площади. В разрезах скважин Аташиене-9 и Шкяуне-103 вся свита представлена зеленовато-серыми мергелями, горизонтально- и неясно-слоистой текстуры, в разрезах скважин Вишки-25, Нагли-106 и Малта-105 — преимущественно органогенно-детритовыми известняками. Трехчленное деление мейлунской свиты наблюдается в разрезе скв. Лудза-15, где ее нижняя часть сложена переслаиванием серых тонкозернистых известняков и зеленовато-серых мергелей (ревуонская пачка), средняя — серыми полуафанитовыми и тонкозернистыми волнисто-слоистыми известняками (кайминская пачка), верхняя — микрозернистыми серыми известняками с маломощными прослоями мергелей (добилинская пачка).

В основании мейлунской свиты в разрезах скважин Балтинава-17 и Лудза-15 содержатся зерна глауконита, а примерно в средней части

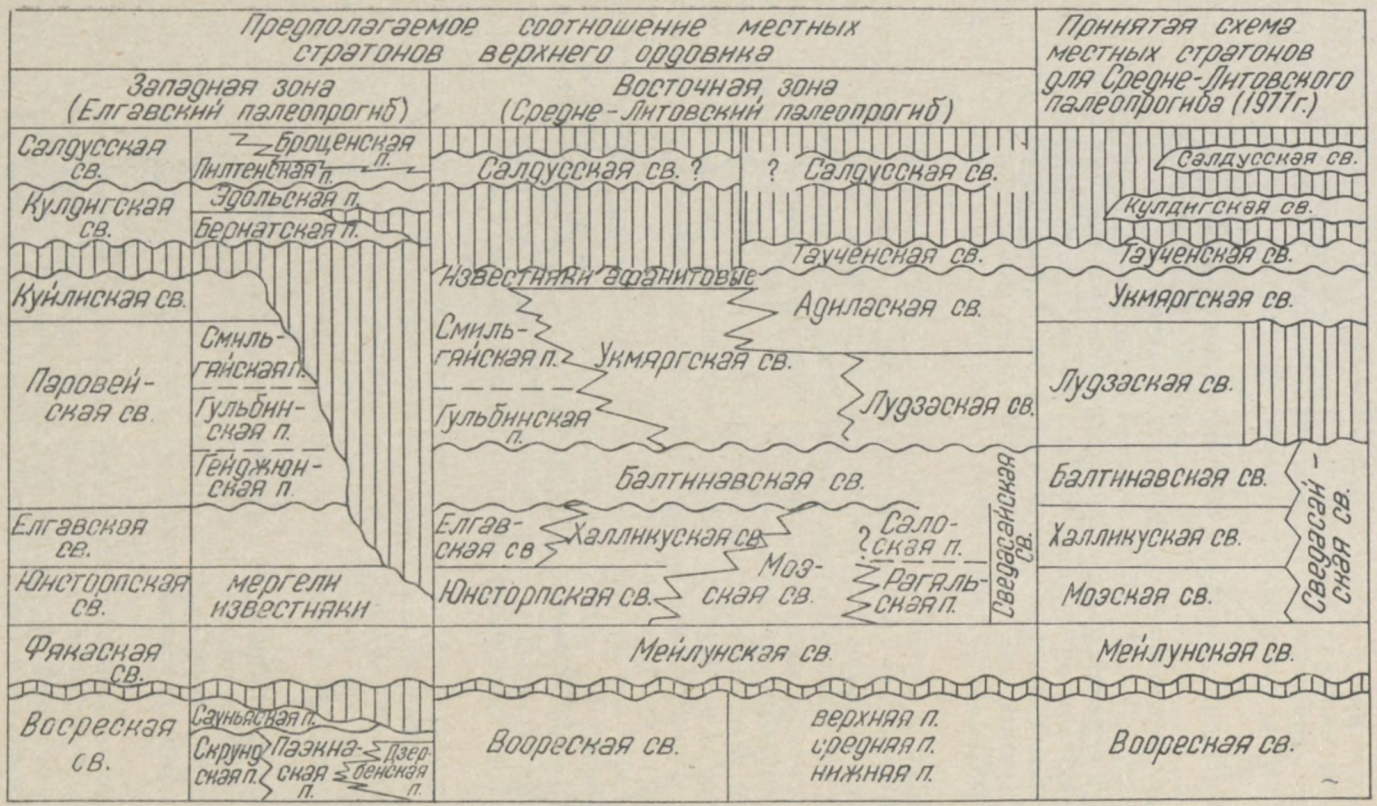


Рис. 19. Соотношение местных стратонов верхнего ордовика в Западной и Восточной структурно-фациальных зонах.

Рис. 20. Схемы распространения свит и их мощности:
а — мейлунской; *б* — моэской и сведасайской; *в* — балтинавской.

свиты в разрезах скважин Нагли-106 и Лудза-15 прослеживается маломощный прослой метабентонита. В разрезах скважин Балтинава-17, Аташиене-9, Лудза-15 и Вишки-25 зафиксированы поверхности седиментационных перерывов, приуроченных в основном к нижней половине свиты.

Мейлунская свита содержит остатки брахиопод, трилобитов, криноидей, остракод и редких кораллов.

Свита с размывом залегает на воорескнх отложениях, так как в составе последних отсутствует сауньяская пачка. Нижняя граница свиты нечеткая и проходит в толще отложений, весьма близких по литологической характеристике. На каротажной диаграмме нижняя граница и вся свита хорошо выделяются по резкому увеличению гамма-активности пород. Мощность свиты изменяется от 2 (скв. Балтинава-17) до 10 м (скв. Малта-105), увеличиваясь в осевой части Средне-Литовского палеопрогиба.

Юнсторпская свита прослеживается только в разрезах переходного типа, вскрытых скважинами Нагли-106, Аташиене-9 и Балтинава-17. На этой территории, представляющей собой северо-западный склон Средне-Литовского палеопрогиба, свита сложена пестроокрашенными (зеленовато-серыми с красновато-коричневыми пятнами), в верхней части глинистыми, в нижней — крепкими разнозернистыми известняками. В основании залегают серые криноидные известняки биогермного типа. В разрезе скв. Балтинава-17 свита представлена переслаиванием красновато-коричневого и зеленовато-серого разнозернистого криноидного известняка, содержащего близ кровли, в средней и нижней частях, псевдооолиты гидроокислов железа. Свита начинается серым криноидным известняком с включением зерен глауконита. В разрезе свиты в этом районе прослеживаются поверхности седиментационных перерывов.

Юнсторпская свита согласно залегает на мейлунских отложениях, кроме разреза скв. Балтинава-17, где она перекрывает размытую поверхность этих отложений.

Мощность юнсторпских известняков в разрезах переходной полосы составляет 10 (скв. Балтинава-17) — 17,5 м (скв. Аташиене-9).

Юнсторпская свита в районах осевой части Средне-Литовского палеопрогиба (скважины Лудза-15, Малта-105) на юго-востоке Латвии замещается моэской свитой, верхняя часть которой может соответствовать (?) халликуской свите.

Моэская свита впервые выделена в Эстонии как пачка А. К. Рыымусоксом [1960]. В Юго-Восточной Латвии ее присутствие установлено Р. М. Мяннилем, А. К. Рыымусоксом и Л. Я. Пылмой в разрезе скв. Лудза-15 на глубинах 522,5—551,0 м. Свита выделена также в разрезе скв. Малта-105 (рис. 20, *б*).

Свита представлена серыми с буроватым оттенком, очень крепкими разнозернистыми, участками полуафанитовыми и водорослевыми, известняками с массивной и неясно слоистой текстурой. В средней (скв. Лудза-15) и верхней (скв. Малта-105) частях свиты наблюдаются уровни развития кораллового биогермного известняка. В основании свиты залегают прослои более глинистых разностей известняков органогенно-детритовой структуры.

В описываемых отложениях содержатся остатки колониальных кораллов, водорослей, ветвистых граптолитов. Моэская свита согласно за-

легает на мейлунских отложениях. Ее нижняя граница литологически резкая, поскольку на этом уровне происходит смена глинистых разностей мейлунских известняков крепкими известняками моэской свиты. Граница отчетливо выражена на каротаже увеличением значений кажущегося электрического сопротивления. Максимальная мощность свиты составляет 29 (скв. Лудза-15) — 30 м (скв. Малта-105).

Елгавская свита, сложенная зеленовато-серыми мергелями и подробно описанная выше, прослеживается в разрезах переходного типа (скважины Балтинава-17, Аташиене-9). Возможно, в этих разрезах она представлена не в полном объеме, так как ее верхняя часть замещена халликуской свитой. Последняя полностью замещает елгавские мергели в более южных разрезах переходной полосы (скв. Нагли-106). Мощность елгавской свиты в Восточной зоне колеблется от 7,5 (скв. Аташиене-9) до 13 м (скв. Балтинава-17).

Халликуская свита установлена в Эстонии Р. М. Мяннилем, Л. И. Пылмой и Л. М. Хинтс в 1968 г. В Юго-Восточной Латвии она прослеживается в разрезах переходной полосы (скважины Балтинава-17, Аташиене-9, Нагли-106), в которых она является фациальным аналогом елгавской свиты, замещая ее частично или полностью (рис. 13, *в*).

В юго-восточном направлении халликуская свита латерально замещается. Она сложена серыми глинистыми тонкозернистыми известняками горизонтально- или неяснослоистой текстуры.

Свита согласно залегает на елгавских (скважины Аташиене-9, Балтинава-17) или юнсторпских (скв. Нагли-106) отложениях. Нижняя ее граница проводится в основании глинистых известняков, в первом случае залегающих на мергелях, во втором — на пестроокрашенных известняках. Мощность свиты составляет 6 (скв. Балтинава-17) — 13,5 м (скв. Нагли-106).

Балтинавская свита выделена в 1975 г. Р. Ж. Ульст в разрезе скв. Балтинава-17 на глубинах 601,5—593,0 м. Она распространена почти повсеместно на юго-востоке Латвии и выступает в качестве хорошего маркирующего горизонта верхнего ордовика в Восточной структурно-фациальной зоне. В разрезах скважин Шкяуне-103 и Краслава-104 свита, по-видимому, денудирована (см. рис. 20, *б*).

Балтинавская свита представлена буровато-серыми и серыми полуафанитовыми известняками с прослоями афанитовых и органогенно-детритовых известняков. Текстура пород комковатая. В кровле и подошве, а иногда и в средней части свиты фиксируются седиментационные поверхности размыва, импрегнированные пиритом. В верхней части свиты в разрезах скважин Нагли-106 и Аташиене-9 наблюдаются прослойки метабентонитовых глин мощностью 1—2 см.

Органические остатки в свите сравнительно редки, встречены брахиоподы, редкие криноидеи, остракоды, кораллы и мшанки.

Балтинавская свита, возможно, с небольшим стратиграфическим несогласием (?) залегает на халликуских или моэских известняках. Ее нижняя граница в разрезах переходного типа, где свита контактирует с глинистыми известняками халликуской свиты, литологически четкая и хорошо выражена на каротажной диаграмме резким повышением значений кажущегося электрического сопротивления пород. В осевой части Средне-Литовского палеопрогиба, где балтинавские известняки перекрывают моэскую свиту, граница менее четко представлена как в керне,

так и на каротажной диаграмме, поскольку проходит в толще крепких известняков. В этом случае она проводится по двум сближенным поверхностям размыва на контакте моэской и балтинавской свит. На кривой КС каротажной диаграммы этот уровень выражен некоторым уменьшением значений кажущегося сопротивления. Мощность свиты колеблется в пределах 6 (скв. Вишки-25) — 11 м (скв. Малта-105).

Сведасайская свита выделена литовскими геологами в разрезе скв. Сведасай в интервалах глубин 582,4—558,9 м [Лашков Е. М., Пашкевичюс И. Ю., Сидаравичене Н. В., 1980]. На территории юго-востока Латвии она может быть прослежена в разрезах скважин Вишки-25, Межциемс, Краслава-104 и Шкяуне-103 (рис. 20, *б*).

По-видимому, эта свита является латеральным аналогом моэской и балтинавской свит в краевых районах Восточной зоны. Балтинавская свита прослеживается в верхней части сведасайских отложений в разрезе скв. Вишки-25.

Сведасайская свита состоит из двух пачек: рагяльской и салосской.

Рагяльская пачка представлена серыми органогенно-детритовыми известняками, в разной степени глинистыми с прослоями зеленовато-серых мергелей. В породах пачки заключены остатки брахиопод, криноидей, редких ветвистых граптолитов и остракод. Мощность пачки 17 (скв. Межциемс) — 28 м (скв. Краслава-104).

Салосская пачка сложена буровато-серыми полуафанитовыми крепкими известняками с редкими прослоями глинистых известняков и мергелей. Текстура неясно- и волнисто-слоистая. По облику и каротажной характеристике пачка очень близка к породам моэской свиты. Органические остатки относительно редки. Мощность пачки 14 (скв. Вишки-25) — 29 м (скв. Межциемс).

Сведасайская свита согласно залегает на мейлунских отложениях и отделяется от последних на каротажной диаграмме благодаря увеличению электрических сопротивлений и снижению степени гамма-активности описываемых пород. Общая мощность свиты колеблется от 45 (скв. Вишки-25) до 12 м (скв. Шкяуне-103).

Выше балтинавской свиты в разрезах переходной полосы залегают гульбинская и смильгяйская пачки паровейской свиты (скв. Нагли-106) или укмяргская свита (скважины Аташиене-9, Балтинава-17). В осевой части Средне-Литовского палеопрогиба в большинстве разрезов балтинавская свита перекрыта укмяргской свитой. Исключение составляет разрез скв. Лудза-15, в котором балтинавские известняки в разрезе верхнего ордовика сменяются лудзаской свитой.

Укмяргская свита впервые установлена П. П. Лапинскасом [1967] в разрезе скв. Укмярге. Поскольку керн стратотипического разреза не сохранился, то парастратотипом свиты избран разрез скв. Сведасай, где укмяргская свита залегает в интервале глубин 558,9—550,2 м. В этом разрезе свита объединяет две пачки: алькснякую и марганскую.

На территории юго-востока Латвии свита распространена широко. Она выделяется в большинстве разрезов, вскрытых в Восточной зоне. Лишь в разрезе скв. Нагли-106 представлены западные аналоги этой свиты — гульбинские и частично смильгяйские отложения, а в разрезе скв. Лудза-15 восточные аналоги — лудзаские отложения. На юго-восточном склоне Средне-Литовского палеопрогиба (скважины Краслава-104, Шкяуне-103, Берзини) эти отложения денудированы (рис. 21, *а*).

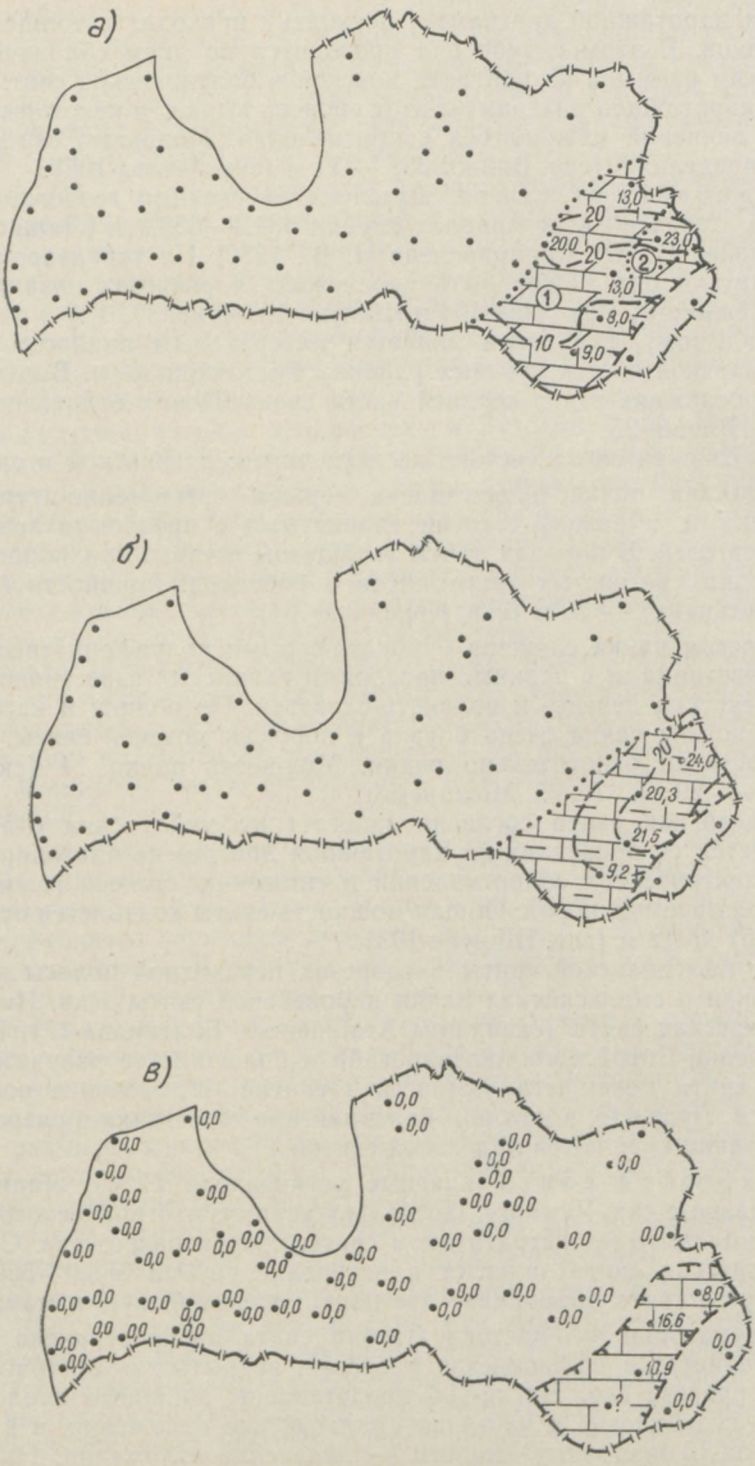


Рис. 21. Схемы распространения свит и их мощности:
а — укмяргской и лудзаской; *б* — адилаской; *в* — тауценской.

Укмяргская свита сложена серыми глинистыми известняками с прослоями зеленовато-серых мергелей. Текстура породы волнисто-слоистая. Отложения охарактеризованы многочисленными органическими остатками, принадлежащими брахиоподам, ругозам, мшанкам и ветвистым граптолитам.

Укмяргская свита согласно, без стратиграфического перерыва, залегает на размытой поверхности балтинавских известняков. Нижняя граница свиты устанавливается в основании толщи глинистых известняков, перекрывающих более крепкие полуафанитовые известняки балтинавской толщи. На контакте этих свит наблюдается поверхность размыва, импрегнированная пиритом. На каротажной диаграмме граница выражена понижением кажущегося электрического сопротивления пород.

Мощность укмяргской свиты на большей части площади ее распространения составляет 8 (скв. Вишки-25) — 13 м (скв. Малта-105). Значительное увеличение мощности (20 м) зафиксировано в разрезе скв. Аташиене-9.

Лудзаская свита латерально замещает укмяргскую свиту в районе г. Лудза и является ее возрастным аналогом (см. рис. 21, *а*).

Свита выделена в разрезе скв. Лудза-15 в интервале глубин 513—490 м. Она представлена переслаиванием серых глинистых и органогенно-детритовых, а также детрито-биоморфных известняков с зеленовато-серыми мергелями. Текстура пород горизонтально-слоистая. Характерная особенность лудзаской свиты заключается в присутствии в породах остатков водорослей — вермипорелл. В кровле и подошве свиты наблюдаются пиритизированные поверхности размыва. Среди многочисленных органических остатков преобладают водоросли и брахиоподы, целые раковины которых образуют скопления — банки.

Лудзаская свита без видимого стратиграфического несогласия залегает на балтинавских известняках. Нижняя ее граница довольно четкая и проводится по смене комковатых полуафанитовых известняков глинистыми горизонтально-слоистыми разностями. Кроме того, к кровле балтинавской свиты приурочена поверхность размыва. На каротажной диаграмме эта граница может быть определена по уменьшению значений кажущегося электрического сопротивления пород. Мощность свиты 22 м.

Адилаская свита выделена в 1969 г. в Эстонии А. К. Рыымусоксом в ранге пачки. Близкие по облику и стратиграфическому положению отложения, рассматриваемые в качестве адилаской свиты, установлены на юго-востоке Латвии в разрезах скважин Вишки-25, Малта-105 и Лудза-15 [Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., 1976] (см. рис. 21, *б*). В принятой и утвержденной стратиграфической схеме ордовика Прибалтики это подразделение в местной схеме Средне-Литовского палеопрогиба, составленной в основном литовскими геологами, отсутствует. Дело, возможно, в том, что разрезы верхнего ордовика в южной части Средне-Литовского палеопрогиба на территории Литвы (скважины Буткунай, Сведасай и другие) недостаточно полные и адилаские отложения в них не представлены.

На юго-востоке Латвии адилаская свита представлена неравномерно-глинистыми крупнокомковатыми известняками, иногда детритово-биоморфными, с прослоями известняков полуафанитовой текстуры. В подошве и кровле свиты в разрезах скважин Лудза-15 и Малта-105 отме-

чаются коралловые биогермные известняки. Кроме колониальных кораллов и ругоз в известняках обнаружены скопления раковин — банки брахиопод и более редкие остатки трилобитов. В основании свиты в разрезе скв. Лудза-15 наблюдается пиритизированная поверхность размыва.

Свита залегает на укмяргских отложениях. Критериями разграничения свит служат сокращение содержания глинистой составляющей в адиласких известняках, их крупнокомковатая текстура и появление биогермных и биоморфных разностей этих известняков. На каротажной диаграмме граница выражена достаточно хорошо резким увеличением кажущегося электрического сопротивления у известняков адилаской свиты (скважины Вишки-25, Малта-105). Мощность свиты изменяется от 9,2 (скв. Межциемс) до 24 м (скв. Лудза-15).

Тауценская свита выделена И. Ю. Пашкевичюсом [1968] в скв. Укмярге. Парастратотипом свиты служит разрез скв. Сведасай в интервале глубин 550,2—540,6 м.

На территории юго-востока Латвии тауценская свита развита в разрезах только осевой части Средне-Литовского палеопрогиба (скважины Межциемс, Вишки-25, Малта-105, Лудза-15) (рис. 21, *в*). Она представлена здесь достаточно крепкими светлыми с легким буроватым оттенком полуафанитовыми и афанитовыми известняками, иногда в значительной степени доломитизированными (скважины Лудза-15, Малта-105). В известняках отмечаются скопления тонкозернистого пирита, иногда гипса. Известняки верхней части свиты нередко пористы и кавернозны. Текстура пород волнисто-слоистая и неяснокомковатая. В подошве и кровле свиты обычно присутствует пиритизированная поверхность размыва.

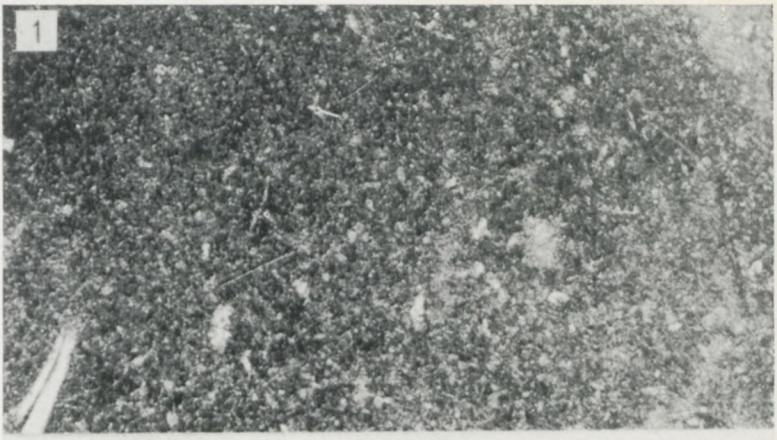
Почти во всех разрезах верхнего ордовика, в которых выделяется тауценская свита, обнаружены крупные раковины брахиопод *Holorhynchus giganteus* Kiaer.

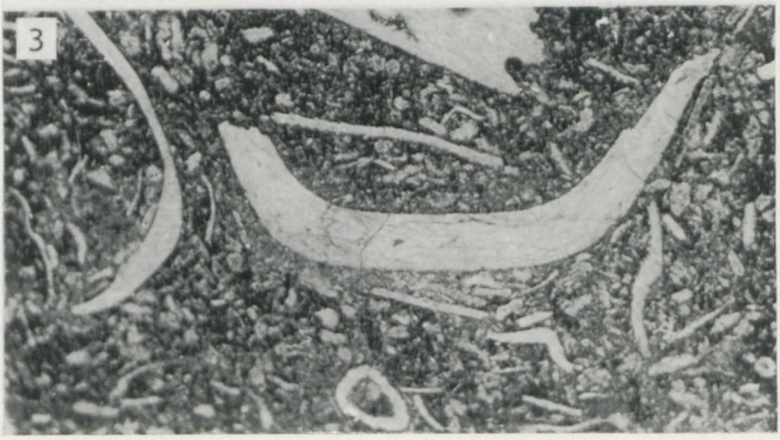
Свита без следов значительного стратиграфического несогласия залегает на размытой поверхности адиласких известняков. Нижняя ее граница приурочена к поверхности седиментационного размыва и на каротажных диаграммах характеризуется увеличением значений кажущегося электрического сопротивления. Мощность свиты изменяется от 8 (скв. Лудза-15) до 16,6 м (скв. Малта-105).

Салдусская свита, возможно, присутствует в разрезе скв. Малта-105, где она представлена маломощными прослоями светло-серого обломочного, перекристаллизованного доломита, ограниченного в кровле и подошве поверхностями размыва.

Трансгрессивно со стратиграфическим несогласием (отсутствуют кулдигские отложения) свита залегает на размытой поверхности доломитизированных тауценских известняков. Выделение свиты на юго-востоке Латвии в значительной степени проблематично. Мощность предполагаемых салдусских отложений около 2 м.

ТАБЛИЦА I

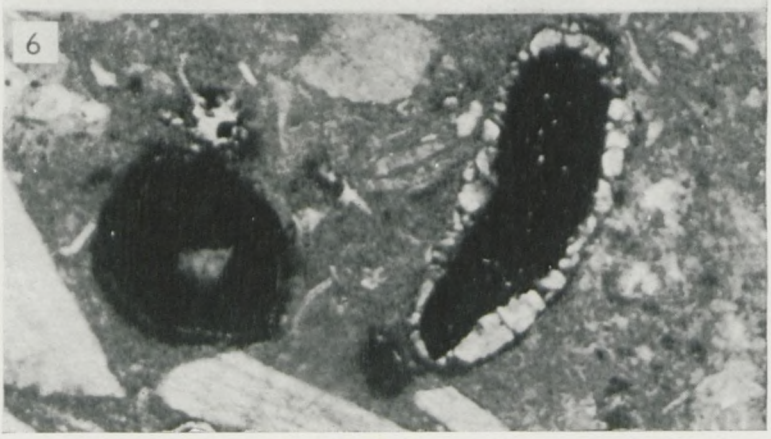




1 — Доломитисто-известковый глинистый мергель. Циецерская свита, шакинская пачка. Скв. Дреймани-11, глуб. 1078,3 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;

2 — глина. Зебреская свита. Скв. Скрунда-56, глуб. 1260 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;

3 — известняк глинистый с органогенным детритом. Балдонская свита, верхняя зиемельская пачка. Скв. Плиенкалне-14, глуб. 965,4 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1.

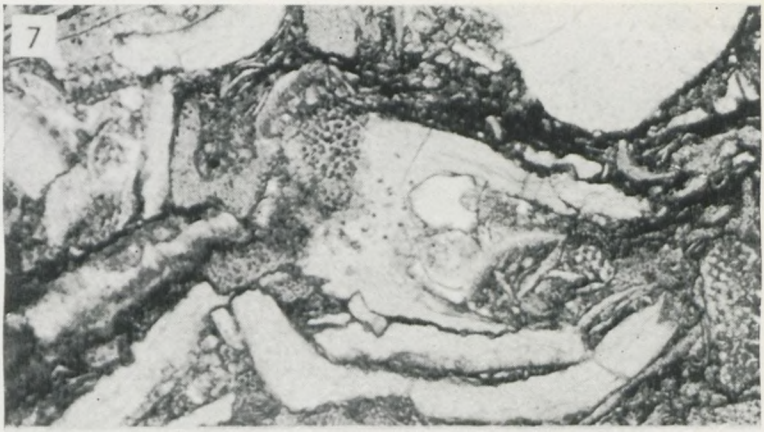


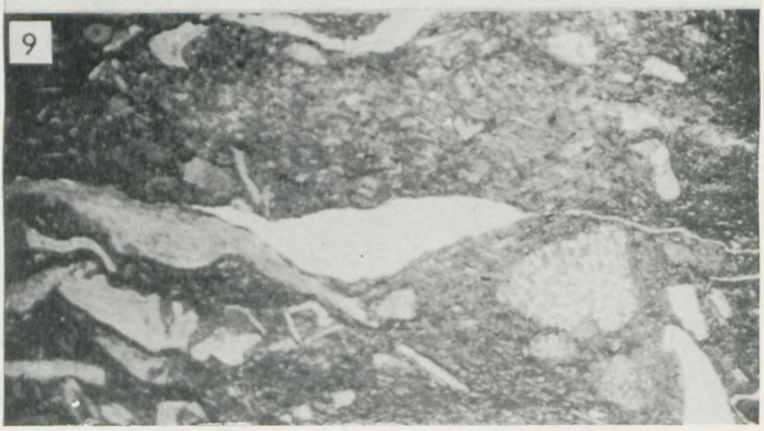
4 — Органогенно-детритовый известняк с шамозитовыми псевдооолитами. Дрейманская свита. Скв. Плиенкалне-14, глуб. 934,5 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;

5 — органогенно-детритовый известняк с гётитовыми псевдооолитами. Дрейманская свита. Скв. Колка-54, глуб. 705,6 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;

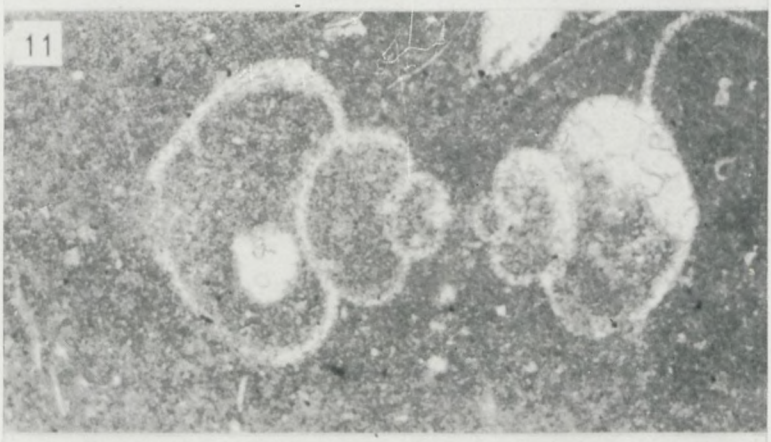
6 — органогенно-детритовый известняк с гётитовыми псевдооолитами. Дрейманская свита. Скв. Пилтене-32, глуб. 973 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1.

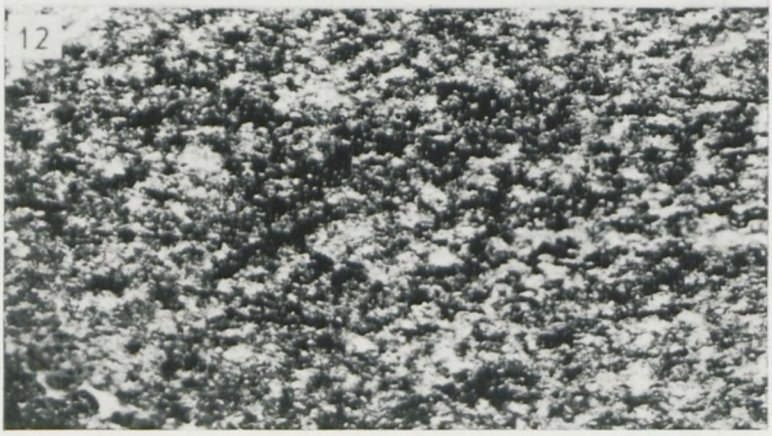
ТАБЛИЦА III





7 — Органогенно-детритовый известняк с порами. Дрейманская свита. Скв. Адзе-6, глуб. 902,5 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;
8 — органогенно-детритовый известняк с открытой микротрещиной. Дрейманская свита. Скв. Плиенкалне-14, глуб. 935 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;
9 — органогенно-детритовый известняк с открытой микротрещиной и порой расширения. Дрейманская свита. Скв. Талсы-55, глуб. 915 м. Шлиф. Увел. 30×, николь 1.



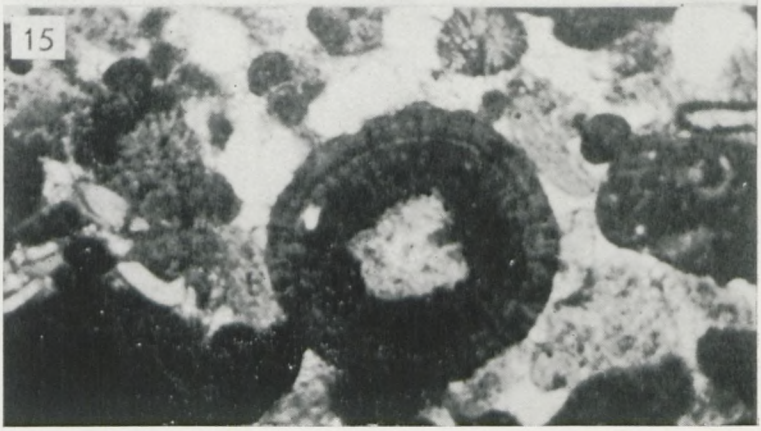


10 — Органогенно-детритовый известняк с псевдооолитами гидроокислов железа. Адзеская свита. Скв. Колка-54, глуб. 701,5 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;

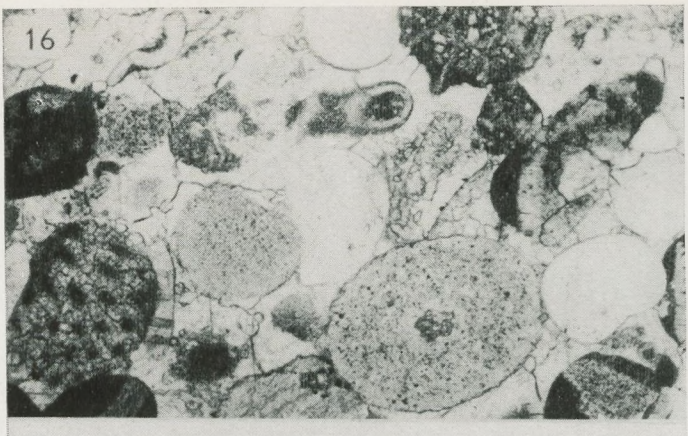
11 — тонкозернистый глинистый известняк с органогенным детритом. Стирнаская свита. Скв. Дреймани-11, глуб. 1044 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;

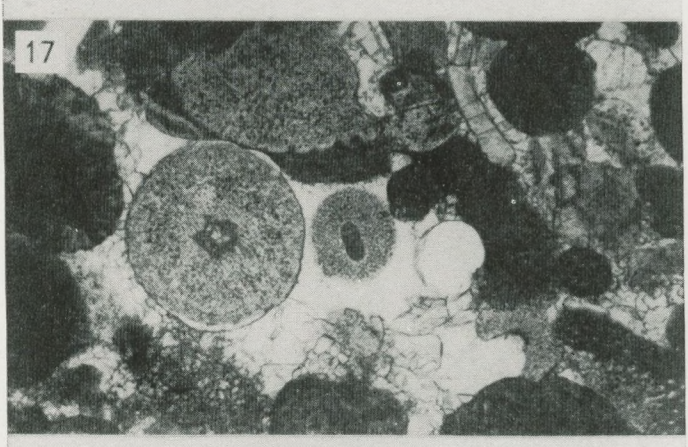
12 — аргиллит. Моссенская свита. Скв. Плиенкалне-14, глуб. 921 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1.

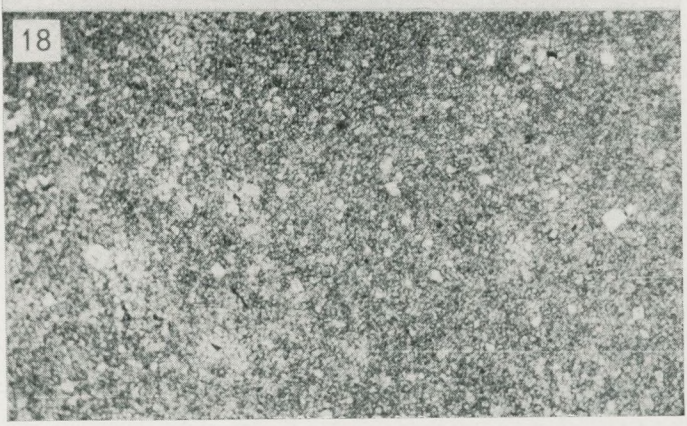
ТАБЛИЦА V



13 — Афанитовый известняк с кальцитовыми пересекающимися трещинами. Паровейская свита, смильгяйская пачка. Скв. Кроньауце-57, глуб. 1061 м. Шлиф Увел. 40×, николь 1;
14 — органогенно-детритовый глинистый известняк. Кулдигская свита, бернатская пачка. Скв. Эдоле-60, глуб. 844. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;
15 — оолитовый известняк. Салдусская свита, пилтенская пачка. Скв. Эдоле-67, глуб. 952 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1.

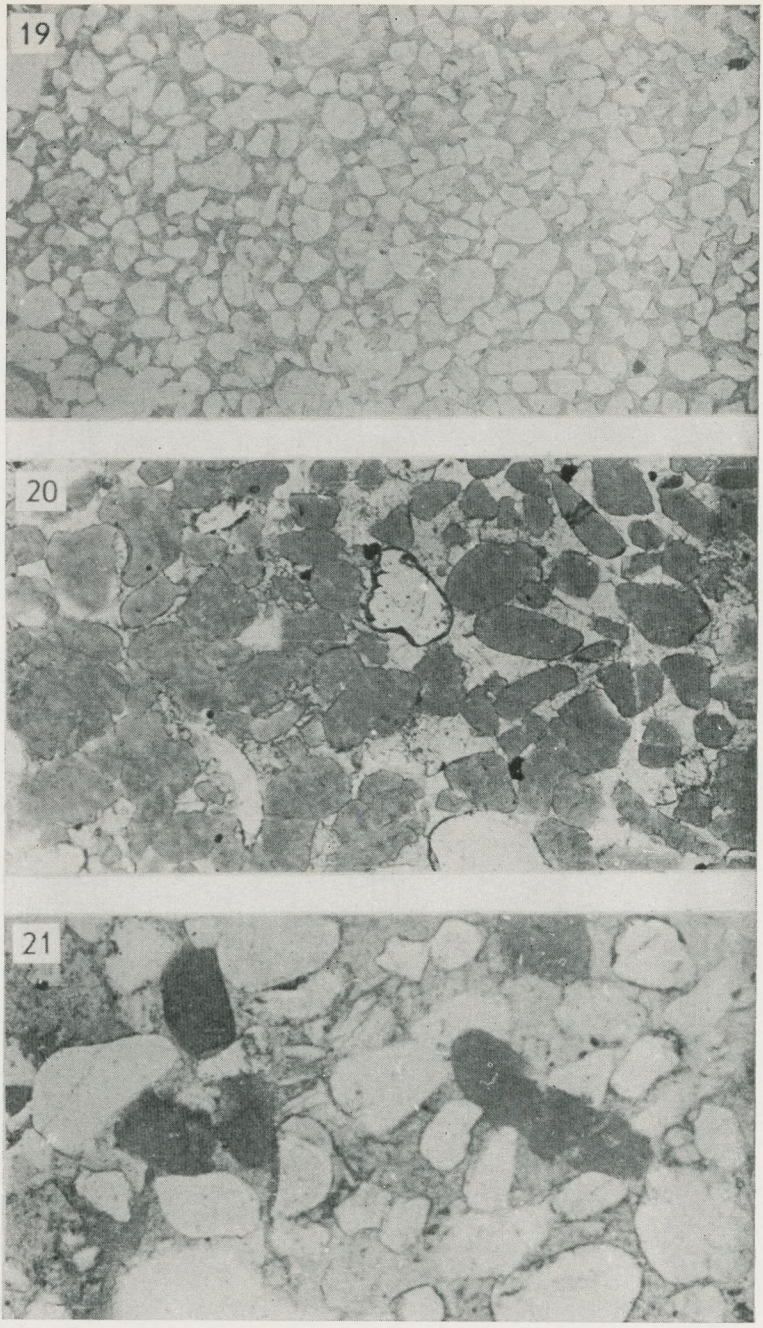




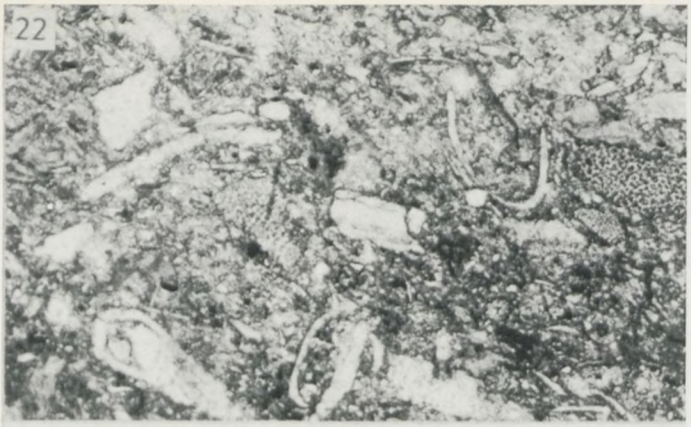


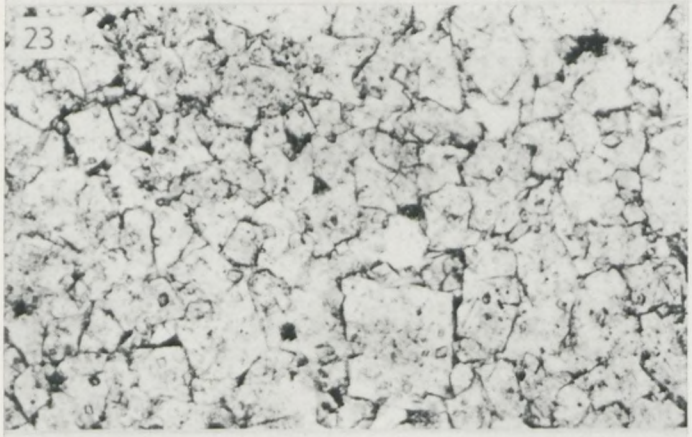
16 — Органогенно-обломочный известняк. Салдусская свита, пилтенская пачка. Скв. Талсы-55, глуб. 856,3 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;
17 — комковатый известняк. Салдусская свита, пилтенская пачка. Скв. Талсы-55, глуб. 861,2 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;
18 — тонко—мелкозернистый известняк. Салдусская свита, броценская пачка. Скв. Кроньауце-57, глуб. 1052 м. Шлиф. Увел. 30×, николь 1.

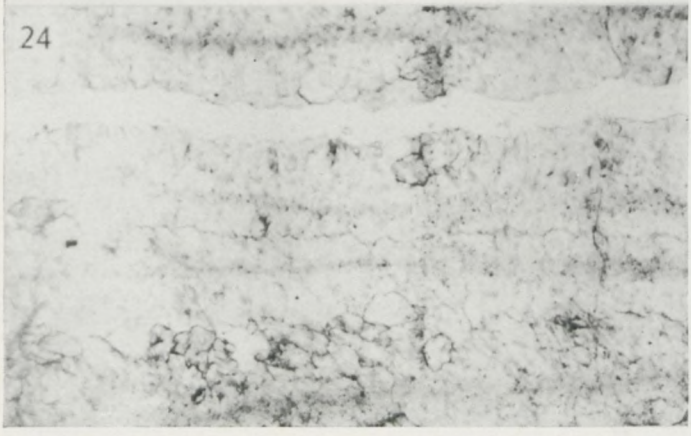
ТАБЛИЦА VII



19 — Мелко—среднезернистый кварцевый песчаник. Каллавереская свита, маардуская пачка. Скв. Лудза-15, глуб. 694,2 м. Шлиф. Увел. 20×, николь 1;
20 — глауконитит. Лээтсеская свита. Скв. Лудза-15, глуб. 692 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;
21 — кварцевый песчаник с глауконитом. Лээтсеская свита. Скв. Лудза-15, глуб. 692,6 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1.







22 — Органогенно-детритовый известняк. Даугавпилсская свита, кряуносская пачка. Скв. Лудза-15, глуб. 644 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;
23 — известковый доломит. Тауценская свита. Скв. Лудза-15, глуб. 461 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1;
24 — кристаллическая структура спикулы коралла. Адилаская свита. Скв. Лудза-15, глуб. 490 м. Шлиф. Увел. 40×, николь 1.

Глава 3. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА

Изученность. Общие сведения о составе, структурных и текстурных признаках ордовикских отложений Латвии приведены во многих изданиях. К числу наиболее важных относятся работы Р. Ж. Ульст [1959], Р. М. Мянниля [1966] и В. А. Коркутиса, П. П. Лапинскаса, М. Е. Лашкова [1972].

Литологические исследования отложений всего разреза ордовика Латвии в небольшом объеме проводились Т. К. Спрингис. Результаты их изложены в рукописном отчете и публикациях [1973, 1974; Волколаков Ф. К., Спрингис Т. К., 1969]. Литологические и коллекторские особенности пород ордовика Западной Латвии изучались В. И. Яковлевой [1973, 1974, 1978].

Специальные литологические исследования ордовикских отложений смежных территорий, и отчасти Латвии, выполнены П. П. Лапинскасом [1967], Е. М. Лашковым [1968а], Л. Я. Пылмой [1975], Г. Б. Восилюсом [1972] и В. Н. Тодоровской [1973].

Материал и методика. В настоящей работе характеристика ордовикских отложений основана на полевых и лабораторных исследованиях кернового материала с использованием необходимых сведений из публикаций, а также аналитических данных из рукописных отчетов нефтепоисковой экспедиции Управления геологии Совета Министров Латвийской ССР, посвященных изучению глубинного строения осадочного чехла республики.

При петрографическом описании пород применялась классификационная схема ВНИГРИ [Киркинская В. Н., 1973], учитывающая как генетические, так и структурно-текстурные особенности пород. В ней структурная характеристика зернистости пород основана на номенклатуре В. Б. Татарского.

Изучение емкостных и фильтрационных особенностей пород ордовика проведено по методике Л. П. Гмид [Гмид Л. П., Леви С. Ш., 1972], а типы коллекторов выделены по принципиальной схеме коллекторов нефти и газа Е. М. Смехова [1974].

Ордовикские отложения Латвии представлены главным образом карбонатными, терригенно-карбонатными и карбонатно-терригенными образованиями, среди которых преобладают известняки различных типов, а мергели развиты несколько меньше. Терригенные разности пород (глины, аргиллиты) имеют подчиненное распространение, среди них крупно- и среднезернистые образования (песчаники, алевролиты) из-

вестны лишь в нижнем ордовике. Неравномерное распространение пород ордовика Латвии связано с фациальными условиями осадконакопления. Строение разрезов ордовика Латвии, взаимоотношения слагающих их пород охарактеризованы в главе 2 и проиллюстрированы рис. 5—7. Развитие на территории республики различных фациальных типов ордовика обусловило необходимость раздельной характеристики пород в Западной и Восточной структурно-фациальных зонах.

ПОРОДЫ ЗАПАДНОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Породы, слагающие ордовикский разрез в Западной зоне, наиболее полно представлены в осевой части Елгавского палеопрогиба, где размещается стратотипический разрез (скв. Циецере-10, см. рис. 8) шведско-латвийского фациального типа. На склонах прогиба разрез ордовика неполный: часть пород в составе нижнего и верхнего ордовика отсутствует совсем или имеет сокращенную мощность.

НИЖНЕОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Для нижнего ордовика Западной структурно-фациальной зоны характерно большое разнообразие пород: глины, мергели, известняки, доломиты, алевролиты, песчаники и конгломераты. Роль этих пород в строении рассматриваемого разреза неодинакова. Преобладают мергели (40%) и глины (35%), меньше распространены известняки (24%), и совсем незначительно развиты (1%) песчаники, алевролиты и конгломераты. Этот комплекс пород слагает каллавереskую, зебреskую, циецерскую и балдонскую свиты.

Мергели в нижнем ордовике Западной зоны почти полностью слагают циецерскую свиту (крюкайскую и шакинскую пачки) и участвуют в строении нижней части балдонской свиты (в шюпильской пачке и в меньшей степени — в нижней части зиемельской). Это большей частью красновато-коричневые с серыми и лиловато-серыми прослоями и пятнами и зеленовато-серые породы массивной, неяснолинзовидно-слоистой и комковатой текстуры. Линзовидность и комковатость в мергелях обусловлены неравномерным распределением карбонатного материала.

По наличию глинистой примеси среди рассматриваемых пород можно выделить две разновидности: собственно мергели с содержанием нерастворимого остатка 25—50% и глинистые мергели с содержанием последнего 50—75%. В целом для мергелей характерно возрастание глинистости по площади в западном направлении. Среднее количество доломита в мергелях составляет 8—13%.

По содержанию карбонатного материала и глинистой примеси среди мергелей распространены доломитисто-известковые и доломитисто-известковые глинистые разности. Последние преобладают в строении циецерской свиты, слагая ее основание и вторую половину.

Доломитисто-известковые глинистые мергели (табл. I, фиг. 1, см. вкладку) сложены пелитоморфным глинистым материалом и тонкозер-

нистым кальцитом с рассеянными ромбоэдрами (0,01—0,02 мм) доломита. Согласно данным термических анализов, глинистый материал преимущественно гидрослюдистого состава с примесью хлорита и железистых минералов. Алевритовая примесь незначительна (1—5%) и представлена в основном угловатыми зернами (0,01—0,02 мм) кварца. Пирит встречается в сероцветных, а гидроокислы железа — в красноцветных разностях мергелей. В основной массе обычно содержится (2—15%) органогенный детрит, представленный остатками трилобитов, брахиопод, остракод и криноидей. Размер обломков детрита различен (0,1—1,0 мм). Мелкие обломки распределены беспорядочно, крупные — послойно.

По средним значениям химических анализов известково-доломитисто-глинистые мергели содержат (в %): нерастворимый остаток — 51,24—73,26; CaO — 3,54—18,31; MgO — 2,75—4,95; Fe_2O_3 — 4,16—11,43; FeO — 0,69—2,48.

Доломитисто-известковые мергели участвуют в строении нижней половины циецерской и балдонской свит. От вышеописанных мергелей они отличаются меньшим содержанием глинистого материала и повышенным содержанием кальцита, при этом в них возрастает и количество органогенного детрита (5—20%). Их средний химический состав следующий (в %): нерастворимый остаток — 27,38—47,56; CaO — 21,32—31,92; MgO — 2,02—4,29; Fe_2O_3 — 2,27—4,57; FeO — 0,53—1,14.

Коллекторские свойства. В мергелях развита первичная пористость. Повышенной пористостью (11,30—16,50%) обладают доломитисто-известковые глинистые разности, в доломитисто-известковых мергелях пористость ниже (5,47—10,30%). Межзерновая проницаемость во всех разностях мергелей низка (0,001—0,024 мД). Ограниченная межзерновая сообщаемость пор свидетельствует об их мелких (капиллярных и субкапиллярных) размерах. Вторичная пористость в мергелях отсутствует, открытые микротрещины единичны. Мергели можно классифицировать как изолирующие породы.

На электрокаротажных диаграммах мергели выражены слабодифференцированной кривой с низкими значениями кажущегося электрического сопротивления (КС) и непостоянством значений естественной поляризации (ПС). Формирование мергелей происходило в относительно углубленной части шельфа Прибалтийского бассейна, при господстве окислительных геохимических условий и нормальной солености вод.

Глины слагают полностью зебрескую свиту (лутриньскую, кумбрискую, зирнискую, калвенскую и зантескую пачки). Они преимущественно красновато-коричневого цвета, иногда с лиловатым оттенком, реже темно- и зеленовато-серого цвета, тонкопелитовой структуры, неясно-слоистой и слабогоризонтально-слоистой текстуры. При высыхании в глинах образуется характерная мелкая угловатая и скорлуповатая щебенка. По вещественному составу глины карбонатны.

В шлифах (табл. I, фиг. 2) основная глинистая масса тонкопелитовая и сложена тонкочешуйчатыми агрегатами гидрослюд и подчиненным содержанием хлорита, реже монтмориллонита и рассеянными зернами карбонатов (кальцитового и доломитового состава). Алевритовая примесь (0,01—0,05 мм) в глинах составляет 5—10% и состоит из корродированных зерен кварца, реже — разложившихся полевых шпатов и чешуек гидротизированной слюды.

По данным химических анализов, глины содержат (в %): нераство-

римый остаток — 76,8—98,2; SiO_2 — 20,70—53,20; Fe_2O_3 — 2,96—14,37; FeO — 0,14—2,01; CaO — 1,40—10,38; MgO — 0,40—6,24; R_2O_3 — 2,12—6,14.

Глинистость глин по площади меняется, увеличиваясь в юго-западном направлении, карбонатность их возрастает в северном и восточном направлениях и вверх по разрезу. Установлено, что содержание кальцита увеличивается вверх по разрезу (5,19—17,84%), а доломита, соответственно, сокращается (12,3—7,4%). Для глин характерно присутствие гидроокислов железа, которые в тонкодисперсном состоянии пропитывают основную массу. По данным химических анализов, содержание гидроокислов железа в глинах колеблется в широком диапазоне (2,96—14,96%), высокое его содержание (более 4,0%) соответствует красновато-коричневым глинам. В темно- и зеленовато-серых глинах количество гидроокислов железа ниже (менее 4,0%). В красноцветных породах преобладает окисная форма железа, и в настоящее время цвет их обусловлен наличием гематита. Гидрогематит придает породам фиолетовый оттенок.

Пирит в красноцветных глинах практически отсутствует, В зеленовато-серых, и особенно темно-серых, глинах он содержится в пылевидном, рассеянном виде и развивается по разложившимся растительным остаткам. В зеленовато-серых глинах встречаются зерна глауконита.

Коллекторские свойства. Все глины нижнего ордовика характеризуются широким развитием первичной пористости (12,2—19,6%). Межзерновая проницаемость в них очень низка (0,001—0,002 мД). Практическое отсутствие межзерновой сообщаемости такого большого количества пор свидетельствует о субкапиллярной их структуре (менее 0,1 мк). Вторичные поры и микротрещины в них не установлены. Глины по емкостным и фильтрационным особенностям можно оценивать как непроницаемые покрышки для нижезалегающих песчаников каллавереской свиты нижнего ордовика и дейменаской свиты среднего кембрия.

На электрокаротажных диаграммах глины зебреской свиты характеризуются слабодифференцированной кривой КС с низкими значениями (5—15 Ом·м) и повышенными значениями гамма-каротажа ГК (17γ). Кривая ПС глин резко сдвинута в сторону положительных значений по сравнению с кривой, соответствующей подстилающим их песчаникам.

Глины зебреской свиты являются тиховодными образованиями удаленной от берега и относительно глубоководной части шельфа Прибалтийского бассейна. Есть основание относить красноцветные глины к так называемым химическим красноцветам [Мянниль Р. М., 1966]. С суши одновременно с тонкодисперсным терригенным материалом в седиментационный бассейн поступало большое количество соединений железа в гелевидной форме, которые адсорбировались глинистыми частицами. Различная скорость осадконакопления, по-видимому, определила чередование глин красно- и сероцветных. Поскольку быстрое осаждение илов не способствовало концентрации органического вещества и восстановлению окислов железа, то это обеспечило сохранение первичной красноцветной окраски глин. Часть осадков вследствие разложения органического вещества подверглась восстановлению. Сероцветная окраска глин, очевидно, результат редукции окисных форм железа в закисные. В начальный период в бассейне возможны были нейтральные условия осадконакопления, что подтверждается наличием аутигенного глауконита в глинах основания свиты.

Известняки в нижнем ордовике Западной фациальной зоны занимают меньший объем по сравнению с мергелями и глинами. В составе циецерской свиты (крюкайская и шакинская пачки) они образуют отдельные комки, линзы и неясноволнистые прослои. В шюпильской пачке балдонской свиты количество прослоев возрастает и зиемельская пачка в основном сложена известняками.

Цвет известняков красновато-коричневый с зеленовато-серыми пятнами и реже зеленовато-серый, структура тонкозернистая, текстура неясноволнисто-слоистая и комковатая. В отдельных прослоях известняков (циецерской свиты) развиты узкие вертикальные норки зарывания, отходящие от бугристых поверхностей напластования вниз на 3—6 см. Норки выполнены мергелями более темной окраски. В слабоглинистых известняках встречаются микростилолитовые поверхности и единичные поверхности седиментационных перерывов с гематитовой импрегнацией.

По содержанию глинистой примеси и доломита среди рассматриваемых известняков преимущественно развиты **тонкозернистые доломитисто-глинистые разности**. Они сложены тонкозернистым кальцитом с примесью пелитового глинистого материала. В основной массе рассеяны мелкие ромбоэдры (0,01—0,02 мм) доломита. Для красноцветных разностей характерно присутствие в тонкодисперсном виде гидроокислов железа, в сероцветных — содержится тонкозернистый рассеянный пирит. Пелитовое глинистое вещество составляет в породе 15—25% и распределяется чаще всего равномерно, реже обогащает отдельные прослои. Алевритовая примесь в известняках незначительна (1—3%) и сложена преимущественно корродированными зернами кварца (0,01—0,03 мм). Органогенный детрит в основной массе составляет 10—20%. Обычно органогенных обломков больше в слабоглинистых известняках. Детрит — разный по величине (0,1—2,0 мм), преобладает мелкий, почти неокатанный, беспорядочно ориентированный. Крупные обломки редки. Органогенный детрит представлен остатками трилобитов, брахиопод, криноидей, остракод, встречаются наутилоидеи. В некоторых разрезах северо-запада Латвии (скважины Пилтене-30, Стирнас-18, Адзе-6) в известняках нижней части зиемельской пачки часть органогенного детрита пропитана гидроокислами железа и покрыта концентрическими пленками. Это псевдооолиты гидроокислов железа гетитового состава [Пылма Л. Я., 1975].

По средним значениям химических анализов в известняках доломитисто-глинистых установлено содержание (в %): нерастворимого остатка — 15,14—24,96; CaO — 22,84—37,75; MgO — 2,45—4,57; Fe_2O_3 — 3,68—13,80; FeO — 0,47—1,08.

От рассмотренных известняков несколько отличаются известняки, залегающие в кровле балдонской свиты (верхняя половина зиемельской пачки). Это **тонкозернистые слабоглинистые известняки с примесью органогенного детрита.** Они ярко окрашены в красновато-коричневые тона, очень плотные, крепкие. Структура их тонкозернистая, текстура волнисто-слоистая и комковатая. Содержание доломита 5—10%. Они характеризуются меньшим количеством глинистой примеси (7—14%) и повышенным (30—50%) — органогенного детрита (табл. I, фиг. 3). Последний представлен остатками трилобитов, брахиопод, остракод и ядрами наутилоидей.

По данным химических анализов, эти известняки содержат (в %):

нерастворимый остаток — 6,60—13,95; CaO — 40,0—48,20; MgO — 1,21—2,19; Fe_2O_3 — 0,98—3,20; FeO — 0,38—0,87.

Коллекторские свойства. В известняках нижнего ордовика развита первичная пористость. Доломитисто-глинистые разности выделяются несколько большим объемом (6,8—10,4%) открытой пористости по сравнению со слабоглинистыми (6,1—8,8%) разностями. В породах преобладают поры мелких размеров, сообщаемость между ними затруднена, в связи с чем межзерновая проницаемость в них низкая (0,001—0,012 мД). Вторичные поры и открытые микротрещины в известняках очень редки. Плохие емкостная и фильтрационная характеристики известняков дают возможность оценивать эти породы совместно с вмещающими их мергелями как изолирующие отложения.

На каротажных диаграммах известняки выделяются относительно повышенными значениями КС (12—40 Ом·м), особенно высокие значения их соответствуют кровле балдонской свиты (25—40 Ом·м). Кривая ПС известняков сдвинута в сторону положительных значений, ГК составляет 4—8γ.

Образование известняков нижнего ордовика происходило в пределах шельфа, в относительно удаленной от берега и мелководной части бассейна, при господстве окислительных условий, лишь кратковременно менявшихся на восстановительные. Волнисто-слоистая и комковатая текстура — результат действия осадочного будинажа и роющих организмов [Пылма Л. Я., 1975].

Песчаники залегают в основании нижнего ордовика и слагают каллавереskую свиту (салантайскую пачку). По составу они преимущественно кварцевые, серого и темно-серого цвета, иногда с буроватым оттенком, неяснослоистые и массивные, местами с наклонной слоистостью, по которой отмечается скопление обломков и целых створок беззамковых брахиопод.

Песчаники сложены зернами кварца (80—90%), полевых шпатов (1—2%), фосфатов (3—10%), единичными зернами амфиболов, рудных минералов, пирита и глауконита. По структуре преобладает мелкозернистый обломочный материал с примесью средне- и крупнозернистого. Окатанность зерен различна; зерна крупнопесчаной размерности окатаны лучше по сравнению с зернами мелкопесчаной. Форма зерен обычно изометричная, частично изменена процессами регенерации, отмечаются и катаклазированные зерна. В кварце наблюдаются включения пузырьков газа и темных пылевидных частиц.

Цемент песчаников сложного строения. Преобладает глинистый состав и поровый его тип. Местами глинистый цемент замещен среднезернистым карбонатным (кальцитового, реже доломитового, состава), иногда фосфатным. На отдельных участках мелкозернистые песчаники сцементированы регенерационным кварцевым цементом. В северных районах Латвии песчаники имеют увеличенную до 12 м мощность и содержат прослойки (0,5—1,0 см) и прослои (0,9 м) темно-серых рассланцованных глин, обогащенных органическим веществом.

Перекрываются песчаники каллавереской свиты маломощным прослоем (5—20 см) песчаников, обогащенных (30—60%) мелкопесчаными глауконитовыми зернами. В подошве песчаников свиты часты зерна кварца гравийной размерности, черные обломки беззамковых брахиопод и отчетливо прослеживается базальный конгломерат. Последний

сложен преимущественно округлой галькой (6—9 мм) серых песчаников и уплощенной галькой (3—7 мм) фосфатного материала. Основная цементирующая масса конгломератов — доломитистый известняк. В цементе также различимы обломки и целые створки беззамковых брахиопод.

Другая разновидность песчаников и алевролитов слагает пласт (0,2—1,5 м), залегающий среди красноцветных мергелей цицерской свиты (в кровле крюкайской пачки) в западных разрезах Латвии.

Алевролиты светло- и зеленовато-серого цвета, крупноалевритовые, неяснослоистые. Обломочный материал в них составляет 60—75% и представлен преимущественно слабоокатанными, угловатыми зернами (0,05—0,1 мм) кварца. В виде незначительной примеси в алевролитах содержатся полевые шпаты, глауконит, чешуйки слюд и пирит.

Обломочный материал сцементирован преимущественно средне—мелкозернистым кальцитом. Преобладающий тип цемента базальный.

Для алевролитов характерно увеличение крупности обломочного материала по площади в западном направлении и постепенное замещение песчаниками (скв. Павилоста-51) аналогичного состава.

Нефтепроявления. В ряде скважин на Кулдигской, Эдольской, Дурбеской и Вергальской площадях и в скв. Павилоста-51 эти алевролиты и песчаники послойно или пятнисто по порам и трещинам пропитаны нефтью. При испытании скв. Риекстини-15 был получен приток нефти около 1 т/сут, в скв. Дурбе П-15 — 150 л/сут. На основании нефтепроявлений описанные алевролиты и песчаники крюкайской пачки выделены как волоховский нефтеносный горизонт.

Коллекторские свойства. Песчаники обладают сравнительно хорошими коллекторскими свойствами: открытая пористость составляет до 16%, межзерновая проницаемость — 82,7 мД. Пористость алевролитов — до 14%, межзерновая проницаемость — 15 мД. Емкостные и фильтрационные свойства песчаников и алевролитов обусловлены преимущественно структурой межзерновых пустот. Это поровые коллекторы средне- и слабопроницаемых классов.

На электрокаротажных диаграммах КС песчаников составляет 4—6 Ом·м, ГК — 12—34γ; кривая КС алевролитов образует резкий пик.

Песчаники каллавереской свиты являются мелководными образованиями и формировались в прибрежных литоральных условиях при активном гидродинамическом режиме. Алевролиты и песчаники цицерской свиты сформировались при кратковременном обмелении раннеордовикского бассейна седиментации.

СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среднеордовикские отложения Западной структурно-фациальной зоны представлены различными известняками (70%) с подчиненной ролью мергелей (27%), аргиллитов (3%) и тонких прослоек метабентонитов. Эти породы слагают виестурскую надсвиту, адзескую, блиденскую, моссенскую и воореskую свиты.

Известняки — основные породы в составе виестурской надсвиты (стирнаская, таурупская и дрейманская свиты), воореской свиты (паэ-

кнаская, дзербенская, скрундская и сауньяская пачки) и принимают участие в строении адзеской свиты. По структуре среди них выделяются афанитовые, тонкозернистые и органогенно-детритовые известняки. По вещественному составу они в разной степени (5—25%) глинистые. К наиболее глинистым (15—25%) относятся тонкозернистые известняки, к слабоглинистым (5—15%) и глинистым (15—25%) — органогенно-детритовые и к наименее глинистым (3—10%) — афанитовые. Доломитность всех известняков низкая (3—8%).

Органогенно-детритовые известняки преобладают над всеми разностями известняков среднего ордовика. **Органогенно-детритовые слабоглинистые известняки** слагают дрейманскую свиту и образуют неясноволнистые прослои в таурупской. Они серого цвета, неясноволнистослоистой и волнисто-линзовидной текстуры, обусловленной наличием волнисто-разветвляющихся прослоек темно- и зеленовато-серых глинистых мергелей и глин. Для известняков характерны микростилолитовые поверхности (чаще в северных разрезах) и бугристые поверхности наслоения.

Отличительная особенность органогенно-детритовых известняков заключается в пиритизации детрита. В отдельных разрезах (скв. Овиши-94, Колка-54, Дреймани-11, Дурбе-37, Эдоле-67 и др.) известняки содержат желтоватые псевдооолиты (табл. II, фиг. 4) предположительно шамозитового состава [Пылма Л. Я., 1975]. На севере Латвии (скважины Колка-54, Вентспилс Д-3, Пилтене-30, -32, Дреймани-11, Талсы-55, Стайцеле-4, Пуйкуле-42) в органогенно-детритовых известняках присутствуют псевдооолиты гётитового состава (табл. II, фиг. 5, 6).

В шлифах известняки мелко—крупноорганогенно-детритовой структуры, беспорядочной, контрузивной и слоеватой микротекстуры (табл. III, фиг. 7).

Породы на 60—90% сложены органогенным детритом, среди которого встречаются обломки трилобитов, брахиопод, мшанок, криноидей, остракод, фораминифер и др. Органогенный детрит преимущественно не сортирован по размерам, слабоокатан и различной формы. Трилобитовые обломки в основном извилистой удлиненной формы. Брахиоподовые обломки изогнуто-продолговатой и неправильной формы, с редкими следами прикрепления шипов. Обломки криноидей округлые и прямоугольные со следами осевого канала. Мшанки ячеистого строения. Остракодовые обломки мелкие, тонкие, продолговатые и миндалевидные. Фораминиферы также мелкие, округлые, камерного строения, иногда образуют форму «башенки».

Органогенный детрит сложен тонкозернистым кальцитом, реже тонковолокнистым кальцитом, отдельные обломки в ряде случаев нацело образованы перекристаллизованным средне—мелкозернистым кальцитом. Поверхность обломков детрита часто покрыта аморфной разновидностью пирита, в результате чего они имеют черный цвет.

В органогенно-детритовых известняках нередко наблюдаются ходы червей, сложенные коллоидно-тонкозернистым карбонатным материалом. Диаметр ходов 1—2 мм, в срезах они овальной и округлой формы; окружающие их органогенные обломки образуют контрузивную текстуру, ориентируясь длинной осью соответственно краю хода.

Цемент известняков преимущественно тонкозернистый (0,005—0,01 мм) кальцитовый с пелитоморфной глинистой примесью. Отдель-

ными мелкими участками цементирующий кальцит перекристаллизован до мелко-, реже среднезернистой структуры. Доломит рассеян в цементе в виде мелких (0,01—0,03 мм) ромбических зерен. Часто цементирующий материал пятнисто пропитан органическим веществом.

По осредненным данным химических анализов, эти известняки содержат (в %): нерастворимый остаток — 8,38—15,00; CaO — 39,43—47,81; MgO — 0,97—2,49; Fe_2O_3 — 1,03—1,79.

Нефтепроявления и коллекторские свойства. Органогенно-детритовые известняки почти во всех скважинах Кулдигского и во многих скважинах Пилтенского, Эдольского, Дурбеского и Вергальского поднятий пятнисто пропитаны нефтью, что является следствием прихотливого распределения в них порового и трещинного пространства (табл. III, фиг. 8, 9). Притоки нефти из известняков измеряются десятками литров в сутки (Кулдигская структура, скв. Р-1). Рассматриваемые органогенно-детритовые известняки слагают среднеордовикский нефтеносный горизонт. Они характеризуются лучшими коллекторскими свойствами по сравнению с другими отложениями среднего ордовика. Открытая пористость их составляет 3,8—15,9%, в том числе вторичная пористость и кавернозность (выщелачивания), определенные по шлифам, равны 3—7%, на отдельных участках — 10—15%. Трещинная проницаемость изменяется от 0,2 до 14,8 мД, а межзерновая — от 0,001 до 0,578 мД. Благодаря своим емкостным и фильтрационным свойствам органогенно-детритовые известняки являются трещинно-кавернозно-поровыми коллекторами.

Органогенно-детритовые известняки выделяются большими величинами КС и положительными — ПС.

Образование органогенно-детритовых известняков связано с мелководной областью шельфа Прибалтийского бассейна. В седиментационном бассейне преобладало карбонатно-детритовое осадконакопление при ограниченном поступлении глинистого материала.

Органогенно-детритовые глинистые известняки участвуют в строении адзеской свиты. Аналогичные органогенно-детритовые глинистые известняки образуют отдельные прослои в приекульской пачке моссенской свиты и на западе Латвии в составе воореской свиты слагают скрундскую пачку. В адзеской свите известняки равномерно переслаиваются с детритово-биоморфными мергелями и заключают в себе метабентонитовые прослои.

Окраска органогенно-детритовых глинистых известняков серая, структура органогенно-детритовая, текстура горизонтально- и волнисто-слоистая. Основная масса пород (50—75%) сложена органогенным детритом, среди которого преобладают обломки трилобитов, брахиопод, остракод, мшанок. Детрит выполнен тонкозернистым кальцитом, иногда по нему размещается тонкий пылевидный пирит. В основании свиты в некоторых разрезах севера Латвии по детриту развиваются пленки гидроокислов железа, образуя псевдооолиты гётита (табл. IV, фиг. 10).

Цементирующая масса породы сложена тонкозернистым кальцитом с равномерно распределенным пелитовым глинистым веществом. В цементирующей массе содержатся кристаллы (0,01—0,02 мм) доломита и тонкоалевритовая примесь зерен кварца (3—5%).

Органогенно-детритовые глинистые известняки отличаются низкими емкостными и фильтрационными свойствами, на каротажной диаграмме

величина КС низкая. Такие известняки формировались в мелководной области шельфа, при значительном поступлении глинистого материала, с небольшой подвижностью вод и нормальной их соленостью. Это подтверждается обилием разнообразной фауны и волнисто-горизонтальной слоистостью отложений.

Тонкозернистые глинистые известняки с примесью органогенного детрита образуют нижнюю часть виестурской надсвиты, являясь основными породами в составе стирнаской и таурупской свит. Преимущественная окраска пород серая и зеленовато-серая, в основании стирнаской свиты — с красновато-коричневыми пятнами. Текстура известняков неясноволнисто-слоистая. Наблюдаются поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные пиритом, особенно в известняках таурупской свиты. В известняках северной части Латвии содержатся включения псевдооолитов гётита.

Основная масса породы сложена тонкозернистым кальцитом с примесью пелитового глинистого материала, в которой размещены мелкие ромбоэдры доломита и различный по размерам органогенный детрит (табл. IV, фиг. 11). Детрит слабоокатан, разнообразного состава (брахиоподы, трилобиты, остракоды и др.). Количество его вверх по разрезу возрастает (20—45%). Глинистая примесь, главным образом гидрослюдистого состава, распределена равномерно, а также концентрируется в волнисто-ветвящихся прослойках. По площади прослеживается увеличение глинистой примеси в этих известняках в юго-западном направлении (15—24%), а вверх по разрезу известняки становятся менее глинистыми (10—15%). Средний химический состав тонкозернистых известняков с примесью органогенного детрита следующий (в %): нерастворимый остаток — 15,19—24,8; CaO — 36,62—42,08; MgO — 0,99—1,40; Fe_2O_3 — 0,98—3,12; FeO — 0,56—0,79; $\Sigma S_{общ}$ — 0,10—0,29.

Коллекторские свойства. Рассмотренные известняки отличаются от органогенно-детритовых известняков дрейманской свиты более низкими коллекторскими свойствами. Открытая пористость их менее глинистых разностей (относящихся к таурупской свите) составляет 4,3—11,7%, из нее на долю вторичной пористости выщелачивания приходится 2—3%, иногда до 5%. Трещинная проницаемость достигает 23,7 мД, а межзерновая — низкая (0,001—0,025 мД). Это трещинно-поровые коллекторы, составляющие с вышезалегающими трещинно-кавернозно-поровыми коллекторами (дрейманской свиты) среднеордовикский нефтеносный горизонт.

Наиболее глинистые разности известняков (слагающие стирнаскую свиту) в соответствии с низкими емкостной характеристикой и фильтрационными возможностями позволяют отнести их к породам-полупроводникам или проводникам.

На каротажных диаграммах у глинистых известняков несколько пониженные значения КС, особенно у наиболее глинистых разностей.

Образование рассматриваемых известняков происходило в несколько углубленной мелководной области шельфа. Глинисто-карбонатные илы, обогащенные органогенным детритом, накапливались в бассейне с неустойчивым гидродинамическим режимом, о чем свидетельствуют неясноволнисто-слоистые текстуры и несортированный органогенный детрит. Бассейн периодически испытывал кратковременные обмеления, во время которых под влиянием волнений и морских течений формировались по-

верхности подводного размыва. Осадконакопление протекало при господстве восстановительных условий (лишь кратковременно, в начальный период, они были окислительными) и нормальной солености вод.

Тонкозернистые глинистые известняки с примесью органогенного детрита известны также среди отложений воореской свиты, где они развиты в паэкнаской пачке. По составу и текстурным признакам они аналогичны описанным выше органогенно-детритовым глинистым известнякам, от которых отличаются лишь меньшим содержанием органогенного детрита (30—50%).

В названной пачке встречены и серые **мелкозернистые известняки**, образованные мелкозернистым кальцитом с редкими ромбическими кристаллами доломита. Глинистая примесь в породе распределена равномерно и достигает 10%, реже 15%. Органогенный детрит составляет 30—50%, преобладает мелкий размер его. Отличительная особенность мелкозернистых известняков состоит в содержании немногочисленных, равномерно распределенных включений зерен темно-зеленого глауконита. На севере Латвии в известняках паэкнаской пачки заключены включения псевдооолитов гётита. В их красновато-коричневых прослоях наблюдаются поверхности размыва, импрегнированные гидроокислами железа.

Афанитовые известняки развиты в воореской свите, где они образуют прослои в паэкнаской пачке и слагают дзербенскую и сауньяскую пачки. Это специфические карбонатные образования.

Афанитовым известнякам присуща светло- и буровато-серая окраска, брекчиевидная и комковатая текстуры. Поверхности напластования их бугристые с примазками темно-серой глины. Характерная особенность известняков — пятнистость, обусловленная скоплением в отдельных участках основной массы породы пылевидной разновидности черного пирита (мельниковита).

Афанитовые известняки сложены коллоидно-зернистым кальцитом, последний отдельными участками перекристаллизован до средне- и крупнозернистой структуры. В крупных кристаллах наблюдается спайность, встречаются полисинтетические двойники. В основной известковой массе рассеяны ромбоэдры доломита (0,01—0,03 мм) и незначительная примесь (4,0—10,0%) тонкодисперсного глинистого вещества. Пирит присутствует в виде отдельных зерен, агрегатов, но чаще образует пылевидные скопления неправильной формы; встречаются отдельные зерна (0,01—0,02 мм) глауконита. Содержится примесь (10—20%) разного по размеру и составу органогенного детрита (брахиоподы, трилобиты, остракоды) и растительных остатков.

По средним значениям химических анализов, афанитовые известняки воореской свиты содержат (в %): нерастворимый остаток — 3,85—9,73; CaO — 45,97—51,84; MgO — 0,98—1,5; Fe_2O_3 — 2,56—3,52; $Fe_{пирит}$ — 0,12—1,82.

Коллекторские свойства. В известняках часты крутопадающие трещины, выполненные мелко—среднезернистым кальцитом. Встречаются открытые микротрещины, по которым развиваются вторичные поры и каверны. В скв. Пилтене-30 в кавернах отмечались примазки нефти. Для афанитовых известняков характерны низкие значения первичной пористости (2—6%) и межзерновой проницаемости (0,001—0,003 мД), трещинная проницаемость их составляет 5,70—25,8 мД. По емкостным и фильтрационным свойствам афанитовые известняки представляют со-

бой преимущественно трещинные коллекторы и в меньшей степени, лишь при развитии в них пористости выщелачивания, трещинно-поровые. На каротажных диаграммах они четко выделяются высокими значениями КС (50—70 Ом·м).

Условия образования афанитовых известняков пока неясны. Возможно, они биохемогенного происхождения. Есть основание предполагать, что они возникли на небольшой глубине, в спокойной гидродинамической обстановке. Слабые ритмичные движения придонных вод и осадочный будинаж во время общей усадки отложений способствовали образованию комковатых, брекчиевидных текстур и бугристых поверхностей наслоения.

Среди афанитовых известняков в составе воореской свиты развиты **полуафанитовые слабоглинистые известняки**, наиболее распространенные в паэкнаской пачке. Преобладающая окраска полуафанитовых известняков буровато-серая, текстура — комковатая. Структура слагающего их кальцита коллоидно-тонкозернистая с отдельными перекристаллизованными участками до мелко- и реже — среднезернистой размерности. От афанитовых известняков они отличаются структурой (0,001—0,002 мм), большим содержанием глинистой примеси (10—15%) и органогенного детрита (20—40%).

Мергели имеют подчиненное развитие в среднем ордовике Западной зоны. В составе виестурской надсвиты они залегают среди известняков в виде волнисто-ветвящихся прослоев (1—5 см; 5—10 см). В строении адзеской и воореской (скрундская пачка) свит мергели образуют горизонтальные прослои (10—15 см), равномерно чередующиеся с известняками. Блиденская свита и верхняя половина моссенской свиты (приекульская пачка) сложены главным образом мергелями.

Цвет мергелей в основном зеленовато-серый, реже серый и темно-серый, текстура тонкослоистая и неясноволнисто-слоистая, реже массивная.

По вещественному составу среди мергелей среднего ордовика доминируют **глинисто-известковые мергели**, которые в отдельных прослоях переходят в известковые мергели или карбонатную глину (блиденская свита). В целом для рассматриваемого разреза глинистость мергелей возрастает в юго-западном направлении.

Мергели обычно сложены пелитоморфным глинистым материалом хлоритово-гидрослюдистого состава и тонкозернистым кальцитом с рассеянными мелкими ромбоэдрами доломита. В основной массе содержится (1—5%) алевритовая примесь, преимущественно кварцевого состава. Пирит в породе встречается в виде пылевидных рассеянных зерен, иногда развивается по органогенному детриту, волокнистым растительным остаткам, реже образует округлые стяжения. Мергели содержат значительное количество (20—40%) мелкого детрита (0,1—0,5 мм) разнообразного состава, часто обогащающего отдельные прослойки. Детрит представлен в основном обломками раковин брахиопод и остракод, в меньшем количестве встречаются остатки трилобитов и криноидей. В мергелях (адзеской и блиденской свит) содержатся также крупные обломки и целые раковины трилобитов, остракод, скопления брахиопод и хитинозои. Это **детритово-биоморфные мергели**.

Отдельные прослои мергелей в моссенской свите пронизаны тонкими округлыми ходами илоедов.

По средним значениям химических анализов, глинисто-известковые мергели содержат (в %): нерастворимый остаток — 50,86—75,00; CaO— 5,89—20,65; MgO — 1,43—1,69; Fe_2O_3 — 1,96—3,03; FeO — 1,01—1,73; $\Sigma S_{общ}$ — 0,71—1,03; известковые мергели: нерастворимый остаток — 26,54—50,00; CaO — 19,85—35,55; MgO — 0,97—1,78; Fe_2O_3 — 0,96—2,13; FeO — 1,00—1,44; $\Sigma S_{общ}$ — 1,17—0,86.

Коллекторские свойства. В мергелях развита только седиментационная пористость (9,00—12,70%) мелких размеров, в связи с чем межзерновая проницаемость затруднена (0,01—0,07 мД). Исходя из низких емкостной и фильтрационной характеристик мергели можно оценивать как изолирующие породы, а при наличии в них открытых трещин — как породы-полупроводники. На электрокаротажных диаграммах мергели выделяются низкими значениями КС (3—6 Ом·м) и пониженными — ПС.

Образование мергелей связано с интенсивным поступлением в относительно глубокую область шельфа тонкодисперсного глинистого вещества, разбавлявшего детритово-известковые осадки. В бассейне господствовали восстановительные геохимические условия и нормальная соленость вод.

Аргиллиты слагают в составе моссенской свиты пачку «черных аргиллитов», которые в северных и восточных разрезах фациально замещаются глинистыми мергелями. Они темно-серые, черные, тонкопелитовой структуры, тонкослоистой текстуры с плитчатой отдельностью. Поверхности напластования ровные, с присыпками пирита и серицита.

В кровле и подошве аргиллиты пронизаны многочисленными тонкими ходами червей, ориентированными в разных направлениях. Ходы выполнены зеленовато-серой глиной и тонкокристаллическим пиритом. В участках развития ходов червей аргиллиты имеют пятнистую окраску и текстуру.

По вещественному составу аргиллиты карбонатны. Они сложены уплотненным тонкочешуйчатым глинистым материалом монтмориллонитово-хлоритово-гидрослюдистого состава, с подчиненным содержанием (до 25%) тонкозернистого кальцита (табл. IV, фиг. 12). В основной массе равномерно распределена дисперсная примесь (до 15%) темно-бурого органического вещества сапропелевого типа и углефицированные растительные волокна. Постоянна примесь алевритового материала (5—10%), состоящего в основном из зерен кварца и полевых шпатов, в меньшем количестве — мусковита, биотита, циркона и ильменита. Зерна кварца и полевого шпата корродированы глинистым веществом, чешуйки мусковита гидратизированы, биотита — хлоритизированы. Обогащение отдельных прослоев органическим веществом, растительными остатками и алевролитовым материалом обусловливает микрослоистость аргиллитов. В породе часты стяжения пирита.

По средним значениям химических анализов, аргиллиты содержат (в %): нерастворимый остаток — 75,24—80,28; CaO — 0,07—3,78; MgO— 0,40—1,66; Fe_2O_3 — 2,88—3,27; FeO — 1,65—2,12; $\Sigma S_{общ}$ —2,08—4,09.

Коллекторские свойства. В аргиллитах широко развита седиментационная субкапиллярная пористость (16,4—19,6%), по которой межзерновая проницаемость практически отсутствует (0,001—0,002 мД). Аргиллиты относятся к изолирующим породам-покрышкам. На каротажных диаграммах они выделяются низкими значениями КС (2—5 Ом·м).

Аргиллиты формировались в глубоководной части шельфа, в усло-

виях спокойного гидродинамического режима. В застойных водах при ограниченном доступе кислорода медленно накапливались тонкие глинистые илы с повышенной концентрацией органического вещества. В илах доминировали резко восстановительные условия.

Метабентониты образуют маломощные прослойки (1—5 см) в отложениях адзеской свиты; их максимальное количество достигает 11 (в скв. Пилтене-30). Метабентониты обычно серые с зеленоватым или желтоватым оттенком, жирные на ощупь, тонкогоризонтально-слоистые, с листоватой отдельностью. Основная масса их состоит из тонкодисперсного и тонкочешуйчатого глинистого материала (гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, с примесью каолинита) с небольшим содержанием (5—15%) тонкозернистого кальцита. Присутствует алевритовая примесь, представленная кварцем, полевыми шпатами и биотитом. Зерна кварца остроугольной и клиновидной формы. Чешуйки биотита частично гидратизированы и замещены каолинитом. При этом отмечается выделение гидроокислов железа и образование пирита. Среди микротекстур преобладает сетчато-петельчатая, обусловленная огибанием более крупных зерен пелитоморфными глинистыми частицами.

Химический состав метабентонитов (скв. Адзе-6) следующий (в %): SiO_2 — 58,54; Fe_2O_3 — 2,58; TiO_2 — 0,35; Al_2O_3 — 18,41; CaO — 3,06; MgO — 3,39; Na_2O_3 — 1,05; K_2O — 4,58; $\Sigma S_{общ}$ — 1,0.

Микротекстура метабентонитов, содержание в них остроугольных обломков кварца, полевых шпатов и других минералов указывают на вулканогенный характер материала, источником которого служили вулканы Западно-Европейской каледонской геосинклинальной области. Разносимый ветрами вулканогенный пепел осаждался в бассейне в отдельные моменты второй половины среднего ордовика и разбавлял осадки.

ВЕРХНЕОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Верхнеордовикские отложения Западной структурно-фациальной зоны также представлены различными известняками (57%) и мергелями (40%) с прослоем аргиллитов (3%). Эти породы в различных соотношениях слагают фякаскую, юнсторпскую, елгавскую, паровейскую, куйлискую, кулдигскую и салдусскую свиты.

Известняки участвуют в строении большинства свит верхнего ордовика. Они почти целиком слагают паровейскую и салдусскую свиты и частично — юнсторпскую, кулдигскую и куйлискую. По структурным особенностям среди них выделяются афанитовые, тонкозернистые, мелко—тонкозернистые, тонко—мелкозернистые, органогенно-детритовые, детритово-биоморфные, органогенно-обломочные, оолитовые, сгустковые и комковатые.

Афанитовые известняки слагают целиком гейджюнскую и смильгяйскую пачки паровейской свиты, а также отдельные прослои в куйлиской свите. Эти известняки буровато- и светло-серого цвета, крепкие и плотные, брекчиевидной и комковатой текстуры. Поверхности напластования крупнобугристые с примазками темно-серой глины. Для них характерна расплывчатая пятнистость черной и синевато-серой окраски, обусловленной скоплением пылевидного пирита.

Афанитовые известняки обычно разбиты тонкими разноориентированными трещинками, выполненными среднезернистым кальцитом (табл. V,

фиг. 13). В них развиты и открытые микротрещины. Иногда они пористы и кавернозны (верхняя часть смильгяйской пачки).

Известняки сложены коллоидно-зернистым кальцитом, последний участками перекристаллизован до среднезернистой структуры. В основной кальцитовой массе рассеяны мелкие кристаллы доломита; количество его в известняках составляет 4—6%, лишь в отдельных участках — до 8—10% (Салдусская площадь).

Глинистая примесь (3—10%) равномерно распределена в карбонатной массе. В известняках содержится (5—15%) разнообразный по размерам и составу органогенный детрит, чаще представленный фрагментами остракод, брахиопод, трилобитов и мшанок, встречаются водорослевые остатки (?).

По средним данным химических анализов, афанитовые известняки содержат (в %): нерастворимый остаток — 3,98—10,00; CaO — 43,96—51,06; MgO — 0,40—2,73; Fe_2O_3 — 0,24—1,20; FeO — 0,14—0,50; $\Sigma S_{общ}$ — 0,3—0,47.

Участками афанитовые известняки замещены **полуафанитовыми** или **разнозернистыми** слабоглинистыми крепкими комковатыми **известняками** с пятнами и разводами тонкокристаллического пирита. От афанитовых известняков они отличаются структурой слагающих их кальцитовых зерен. В полуафанитовых известняках структура зерен коллоидно-тонкозернистая, а в разнозернистых — от коллоидной до мелкозернистой. Они характеризуются также большим содержанием глинистой примеси (10—15%) и органогенного детрита (15—35%).

Коллекторские свойства. Первичная пористость в афанитовых известняках развита слабо (2,70—5,80%), межзерновая проницаемость низка (0,001—0,003 мД), трещинная проницаемость составляет 7,10—25,50 мД. Наличие открытых микротрещин, способствующих развитию процессов выщелачивания, дает возможность оценивать эти известняки как потенциальные трещинные коллекторы. На каротажных диаграммах они выделяются высокими значениями КС (50—70 Ом·м).

Тонкозернистые известняки слагают гульбинскую пачку паровейской свиты и нижнюю часть юнсторпской свиты, а также участвуют в строении куйлиской свиты.

Окраска известняков красновато-коричневая (в юнсторпской свите), зеленовато-серая (в гульбинской пачке) и серая (в куйлиской свите). Структура их тонкозернистая, текстура неяснослоистая и неяснолинзовидно-слоистая.

По содержанию доломита (8—15%), глинистой примеси (15—25%) и органогенного детрита (10—30%) установлено, что распространены преимущественно **доломитисто-глинистые известняки** с примесью органогенного детрита. Глинистость этих известняков по площади развития обычно возрастает в юго-западном направлении, где часть их замещается красновато-коричневыми мергелями (юнсторпская свита). Большее количество (20—40%) органогенного детрита, как правило, характерно для зеленовато-серых разностей известняков.

Доломитисто-глинистые известняки с примесью органогенного детрита сложены главным образом тонкозернистым кальцитом с пелитовой глинистой примесью. В основной массе рассеяны мелкие (0,001—0,02 мм) кристаллы доломита. В красноцветных известняках основная масса породы интенсивно пропитана гидроокислами железа, содержание

которых достигает 7%. В сероцветных известняках наблюдаются неправильные агрегаты (0,05—0,10 мм) пирита.

Органогенный детрит в известняках мелкий и представлен угловатыми обломками остракод, трилобитов, брахиопод. Крупные остатки фауны немногочисленны, среди них встречаются головоногие моллюски, реже трилобиты.

Средний химический состав известняков следующий (в %): нерастворимый остаток — 15,20—25,00; CaO — 36,60—43,50; MgO — 2,0—4,3; Fe_2O_3 — 3,25—6,0; FeO — 1,1—1,30.

Коллекторские свойства. Открытая пористость (9,00—14,00%) доломитисто-глинистых известняков сложена главным образом мелкими седиментационными порами. Межзерновая проницаемость в них низка (0,001—0,023 мД), трещинная — несколько выше (0,05—1,50 мД). Согласно фильтрационной характеристике, эти известняки могут быть породами-полупроводниками. По емкостным свойствам и условиям залегания известняки юнсторпской свиты совместно с подстилающими аргиллитами (фякаская свита) и перекрывающими их мергелями (елгавская свита) можно отнести к изолирующей толще. На каротажных диаграммах рассматриваемые известняки характеризуются несколько повышенными значениями КС (особенно относительно аргиллитов).

Образование доломитисто-глинистых известняков происходило в мелководной части шельфа. Глинисто-карбонатные илы с примесью органогенного детрита накапливались в бассейне при неустойчивом гидродинамическом режиме, в окислительных и восстановительных условиях.

Органогенно-детритовые известняки развиты в кулдигской свите, где они слагают бернатскую пачку, и переслаиваются с мергелями в эдольской пачке. Известняки серого цвета, неяснослоистой текстуры. По содержанию глинистой примеси (15—24%) они относятся к глинистым разностям. Содержание доломита в них незначительное (3—6%). Эти органогенно-детритовые глинистые известняки более чем на 50% сложены (табл. V, фиг. 14) разнообразным по размерам и составу органогенным детритом. Среди детрита установлены обломки трилобитов, брахиопод, криноидей, иглокожих, мшанок, остракод и др. Органогенный детрит сцементирован тонкозернистым кальцитом с равномерной пелитовой примесью глинистого материала. В цементе встречаются мелкие кристаллы доломита, иногда отмечается аутигенный пирит и очень редко — глауконит. Преобладает базальный тип цемента. В известняках верхней части кулдигской свиты содержатся отдельные кварцевые зерна алевритовой размерности.

Известняки эдольской пачки в отдельных прослоях заключают в себе многочисленные скопления целых раковин брахиопод и фрагменты трилобитов. Это **детритово-биоморфные известняки.**

Средний химический состав глинистых органогенно-детритовых известняков следующий (в %): нерастворимый остаток — 15,0—24,17; CaO — 41,3—46,9; MgO — 0,90—2,80; Fe_2O_3 — 0,50—1,47; FeO — 0,36—1,81; $\Sigma S_{общ}$ — 0,16—0,45.

Коллекторские свойства. Открытая пористость (4,6—8,2%) известняков представлена преимущественно первичными мелкими порами. Межзерновая проницаемость в них мала (0,003—0,012 мД), трещинная — несколько выше (0,75—7,20 мД). В целом коллекторские свойства рассматриваемых известняков низкие. На каротажных диаграммах эти

известняки отличаются некоторым увеличением КС относительно подстилающих их мергелей.

Известняки формировались в мелководной области шельфа. В бассейне с нормальной соленостью вод преобладало детритово-известковое осадконакопление с примесью глинистого материала. Детритово-биоморфные известняки образовались путем посмертного накопления (волнением и течением вод) скелетных остатков брахиопод, трилобитов и обломков другой фауны в местах массового обитания этих организмов.

Оолитовые известняки характерны для пилтенской пачки салдусской свиты, в которой они образуют отдельные прослои мощностью 5—15 см среди органогенно-обломочных и комковатых известняков.

Цвет известняков светло-серый до белого, структура песчанистая (оолитовая), текстура массивная и неяснокосослоистая. Оолитовые известняки (табл. V, фиг. 15) состоят из оолитов (50—70%), комков (10—35%), органогенных обломков (10—30%), терригенной примеси (5—10%) и карбонатного цемента.

Оолитам свойствен кальцитовый состав и округлая форма размером 0,3—1,0 мм. В строении их хорошо различимо ядро и оболочка. Ядрами обычно служат окатанные обломки детрита, иногда зерна кварца или кальцита. Оболочка оолитов образована чередованием тонких (0,005—0,003 мм) концентрических микропрослоек — колец светлого и темного тонкозернистого кальцита. Радиально-лучистое строение оолитам придают чередующиеся тонкие (0,003—0,01 мм) темные и светлые кальцитовые фибры, расположенные перпендикулярно к центрам оолитов и пересекающие концентрические микропрослойки. Комки и органогенные обломки распределены в породе равномерно. Форма их округлая, размер 0,3—1,0 мм (характеристика комков приведена ниже). Терригенная примесь представлена в основном окатанными зернами кварца песчаной размерности. Полевые шпаты редки.

Цемент известняков мелко—среднезернистый, реже средне—крупнозернистый, кальцитовый с примесью доломитовых кристаллов (0,02—0,5 мм). Тип цемента крустификационный, поровый и соприкосновения, с фрагментами конформных и микростилолитовых контактов между форменными образованиями. По данным химических анализов, в оолитовых известняках содержится (в %): нерастворимый остаток — 5,0—15,0; CaO — 48,03—52,27; MgO — 0,51—1,20; Fe_2O_3 — 0,47—2,9; $\Sigma S_{общ}$ — 0,1—0,5. Нерастворимый остаток представлен в основном песчаным материалом.

Органогенно-обломочные известняки преобладают в пилтенской пачке салдусской свиты, а в броценской пачке этой свиты они образуют отдельные прослои мощностью 10—20 см.

Известняки светло-серой окраски с буроватым оттенком, органогенно-обломочной структуры (песчаной размерности) горизонтально- и косослоистой текстуры. Состоят из органогенных обломков (40—90%), комков (10—20%) с редкими оолитами, песчано-алевритовой примеси (10—25%) и карбонатного цемента (табл. VI, фиг. 16). Размер органогенных остатков 0,5—0,8 мм, реже 1,0—1,2 мм. Обломки, представленные криноидеями и иглокожими, округлой формы, обломки брахиопод и трилобитов — овальных и продолговатых очертаний. Некоторые обломки содержат большое количество тонкорассеянного черного вещества (пылевидный пирит), концентрирующегося в основном по периферии детрита.

Органогенные обломки сложены тонкозернистым кальцитом, отмечаются редкие фосфатные фрагменты. Комки неравномерно распределяются в породе, они округлой формы, четких очертаний, размер их 0,1—0,7 мм.

Терригенная песчано-алевритовая примесь — характерная особенность рассматриваемых известняков. В ней доминирует кварц, в меньшей мере распространены полевые шпаты. Зерна песчаной размерности хорошо окатаны и преобладают в известняках пилтенской пачки, зерна алевритовой размерности окатаны хуже и распространены в известняках броценской пачки. Терригенный материал обычно распределен двояко: равномерно — в основной массе, концентрированно — в отдельных микропрослоях, чем подчеркивается тонкая горизонтальная и косая слоистость.

Цемент органогенно-обломочных известняков мелко—среднезернистый, кальцитовый, в отдельных участках (пилтенской пачки) крупно—среднезернистый с примесью (3—7%) рассеянных кристаллов (0,01—0,05 мм) доломита. Преобладает поровый тип цемента с регенерационным обрастанием обломков криноидей. Встречается также базальный тип цемента. В цементе иногда содержатся редкие зерна (0,01—0,1 мм) глауконита.

В известняках часты мелковолнистые стилолитовидные прослойки, выполненные темно-серым глинисто-органическим веществом. Органогенно-обломочные известняки, по средним химическим данным, содержат (в %): нерастворимый остаток — 8,46—25,00; CaO — 45,64—50,82; MgO — 0,60—2,24; Fe_2O_3 — 0,29—0,86; FeO — 0,60—0,80; $\Sigma S_{общ}$ — 0,03—0,49. Нерастворимый остаток в этих известняках представлен преимущественно песчано-алевритовой примесью. Глинистый материал содержится в подчиненном количестве (3—7%).

Сгустковые и комковатые известняки также участвуют в строении салдусской свиты. Сгустковые известняки развиты в броценской пачке, а комковатые образуют редкие прослои в пилтенской. Цвет их серый, структура сгустковая и комковатая, текстура тонкогоризонтально- и косослоистая. Главной составной частью сгустковых известняков являются сгустки с примесью комков, комковатых — комки с примесью сгустков. К ним в различных количествах примешиваются органогенные обломки, терригенный материал и единичные оолиты (табл. VI, фиг. 17).

Форма сгустков и комков округлая. Они состоят из коллоидно-тонкозернистого глинисто-кальцитового вещества. Очертания их в основном четкие, размер сгустков 0,04—0,1 мм, комков — 0,1—0,8 мм.

Органогенные обломки мелкие (0,1—0,5 мм), овальной и удлиненной формы, распределены неравномерно. Терригенный материал представлен непостоянным соотношением песчано-алевритовой и глинистой примесей. Примесь песчаной размерности преобладает в комковатых известняках пилтенской пачки, алевритовая примесь характерна для сгустковых известняков броценской пачки салдусской свиты. Песчаный и алевритовый материал в известняках распределен либо равномерно среди основной массы, либо обогащает отдельные прослои. Глинистая примесь в основном концентрируется в тонких микропрослойках.

В составе терригенной песчано-алевритовой примеси преобладают в разной степени окатанные зерна кварца, в меньшем количестве содержатся полевые шпаты, фосфатные и карбонатные обломки и редкие зерна ильменита и других минералов. Встречается агрегатовидный пирит.

Цемент в сгустковых и комковатых известняках мелкозернистый, реже среднезернистый, кальцитовый с примесью ромбоэдров (0,01—0,2 мм) доломита. Тип цемента поровый и базальный.

По данным химических анализов, сгустковые и комковатые известняки содержат (в %): нерастворимый остаток — 11,46—29,18; CaO — 31,64—47,04; MgO — 1,20—3,90; Fe_2O_3 — 0,29—0,86; $\Sigma S_{общ}$ — 0,20. Нерастворимый остаток глинисто-песчано-алевритового состава.

Тонко—мелкозернистые известняки образуют отдельные прослои в броценской пачке салдусской свиты. Цвет их серый и темно-серый, структура тонко—мелкозернистая, текстура неравномерноволнисто- и тонкогоризонтально-слоистая. На плоскостях наслоения отмечаются волновая рябь, трещины усыхания, следы струй и капли дождя.

По вещественному составу эти известняки глинисто-доломитистые, алевритистые и алевритовые. Сложены (табл. VI, фиг. 18) тонко—мелкозернистым кальцитом (0,01—0,04 мм) с примесью кристаллов (0,01—0,05 мм) доломита. Количество доломита в них составляет 5—10%, в восточном направлении (скважины Нагли-106, Аташиене-9, Балтинава-17) увеличивается до 15—20%.

Мелкий органогенный детрит и сгустки в известняках распределяются неравномерно, обогащают отдельные прослои. Терригенная примесь представлена главным образом алевритовым материалом (10—30%) с подчиненным содержанием глинистого вещества (5—15%). Алевритовая примесь распределяется равномерно в основной массе породы, а также обогащает отдельные прослои, образуя алевритистые и алевритовые разности известняков. Алевритовый материал сложен преимущественно угловатыми зернами кварца с подчиненной примесью зерен плагиоклаза. В единичных разрезах (скв. Нитауре-58) имеются тонкие прослои известняков, обогащенные гравийными зернами кварца.

По средним значениям химических анализов, тонко—мелкозернистые известняки содержат (в %): нерастворимый остаток — 15,14—30,88; CaO — 31,64—42,27; MgO — 0,81—5,30. Нерастворимый остаток глинисто-алевритового состава.

При микроскопическом изучении оолитовых и органогенно-обломочных известняков в них установлено интенсивное проявление постседиментационных преобразований. В крупноформенных разностях этих известняков почти весь цементирующий кальцит в эпигенезе перекристаллизован до среднезернистой размерности. Участками перекристаллизованы и органогенные обломки. Значительна степень выщелачивания с образованием пористости. Обычно поры выщелачивания приурочены к ослабленным участкам пород: они развиваются по первичной пористости, пористости перекристаллизации, межзерновым и межформенным канальцам, стилолитам, микротрещинам и форменным образованиям. Поры соединяются между собою межзерновыми, межформенными канальцами и открытыми микротрещинами. Слабее проявились процессы перекристаллизации и выщелачивания в сгустковых, комковатых и особенно зернистых известняках.

Нефтепроявления и коллекторские свойства. Рассмотренные известняки салдусской свиты в связи с их нефтеносностью в Западной Латвии выделены в верхнеордовикский нефтеносный горизонт. Нефтепроявления в них установлены на многих площадях этой

части республики. Приток нефти на Бернатском поднятии составил 0,5 м³/сут.

Нефть обычно пропитывает пористые и трещиноватые участки известняков. Наиболее интенсивно пропитаны оолитовые и органогенно-обломочные известняки. Они характеризуются высокими емкостными и фильтрационными свойствами. Открытая пористость их составляет 3—16%, пористость по данным шлифов — 2—20%, межзерновая проницаемость изменяется от 0,001 до 2,96 мД, трещинная — достигает 78 мД. Несколько хуже коллекторские свойства сгустковых и комковатых известняков. Их открытая пористость составляет 3—6%, по шлифам — 1—10%, межзерновая проницаемость — 0,01—1,50 мД и трещинная — 0,01—19,7 мД. Самые низкие коллекторские свойства присущи тонко—мелкозернистым известнякам: открытая пористость — 3,6—10,0%, пористость по шлифам — 0,5—2%, межзерновая проницаемость — 0,005—0,066 мД, трещинная — 0,01—2,23 мД.

В оолитовых и органогенно-обломочных известняках первичные и вторичные факторы формирования пород благоприятствовали созданию и сохранению пустотного пространства. Эффективная емкость этих известняков представлена первичной и вторичной пористостью, фильтрационные свойства — межзерновой и трещинной проницаемостью. Это порово-трещинные и трещинно-поровые коллекторы.

В сгустковых, комковатых и тонко—мелкозернистых известняках эффективная емкость обусловлена преимущественно вторичной пористостью, а фильтрационные свойства — трещинной проницаемостью. Эти известняки относятся к трещинно-поровым коллекторам.

Известняки салдусской свиты на каротажных диаграммах выделяются высокими значениями КС (50—80 Ом·м); кривая ПС имеет отрицательную аномалию. В разрезе салдусской свиты рассмотренные разновидности известняков образуют переслаивания и в своем составе, как правило, содержат постепенные переходы и прослои смежных разностей. В генетическом отношении известняки салдусской свиты являются мелководными и литоральными образованиями шельфа ордовикского бассейна.

Оолитовые известняки — это типичные отложения отмельной фации. Оолиты образовались в перенасыщенных $CaCO_3$ мелководных участках, путем химического осаждения слойков карбонатов вокруг отдельных центров, в приливо-отливной зоне (в результате постоянного волнового движения вод). Оолитовые известняки в своем составе обычно содержат примесь органогенных обломков, терригенного материала, сгустков и комков. В разрезе они сочетаются, с одной стороны, с органогенно-обломочными известняками, а с другой — со сгустково-комковатыми.

Органогенно-обломочные известняки образовались в условиях крайнего мелководья на подвижных отмелях, в основном за счет перемыва раковинного материала и в меньшей мере вследствие разрушения ранее образовавшихся пород.

По условиям образования сгустково-комковатые известняки близки к оолитовым. Сами сгустки и комки, по-видимому, полигенного происхождения. Большая часть их могла возникнуть как результат физико-химических процессов агглютинации (срастания) мягкого глинисто-карбонатного ила. Часть сгустков и комков, вероятно, представляет собою перекристаллизованные копролиты или гранулированные обломки детрита, что подтверждают в некоторых случаях реликтовые признаки.

Наблюдаются и переходные оолитовые образования: отдельные комки сложены внутренним шламовым ядром и наружной оболочкой из одного или двух-трех концентратов.

Тонко—мелкозернистые известняки относятся к мелководным образованиям лагунного типа. В периоды незначительного углубления и застойности вод происходило осаждение карбонатов и тонких терригенных илов, обогащавшихся в отдельные моменты активного движения вод механически разрушенным тонким раковинным материалом (шламом) и алевритовой примесью.

Мергели играют основную роль в строении верхней половины юнсторпской свиты, почти целиком слагают елгавскую, куйлискую свиты и гульбинскую пачку паровейской свиты, а также образуют прослои среди известняков эдольской пачки кулдигской свиты и броценской пачки салдусской свиты. На севере Латвии мергели фациально замещают аргиллиты фякаской свиты.

Окраска мергелей красновато-коричневая, серая и зеленовато- и темно-серая, структура пелитовая, текстура массивная, горизонтально- и линзовидно-слоистая. По вещественному составу в верхнем ордовике известны доломитисто-известковые, доломитисто-известковые глинистые и детритово-биоморфные разновидности мергелей. По содержанию доломита (5—15%) все мергели доломитистые.

В разрезе верхнего ордовика преобладают **доломитисто-известковые глинистые мергели.** Они развиты в юнсторпской, елгавской, куйлиской свитах и известны в фякаской свите. Основная их масса сложена пелитоморфным глинистым материалом с примесью тонкозернистого кальцита и рассеянных мелких зерен доломита. В небольшом количестве (5—15%) содержится несортированный детрит, представленный остатками остракод, брахиопод, трилобитов. В отдельных участках отмечается мелкоалевритовая примесь неокатанных зерен кварца (2—5%) и реже — полевых шпатов.

Глинистый материал преимущественно хлоритово-гидрослюдистого состава. Красновато-коричневые мергели интенсивно пигментированы гидроокислами железа. В сероцветных разностях присутствует рассеянный мелкий пирит и в виде отдельных стяжений. Темно-серые мергели (фякаской свиты) содержат ходы илоедов и остатки граптолитов.

Средний химический состав мергелей следующий (в %): нерастворимый остаток — 50,10—73,20; CaO — 9,32—24,64; MgO — 2,70—8,50; Fe_2O_3 — 1,08—6,70; FeO — 0,51—1,08; $\Sigma S_{общ}$ — 0,17—0,44.

Доломитисто-известковые мергели распространены в гульбинской пачке паровейской свиты, эдольской пачке кулдигской свиты и броценской пачке салдусской свиты, а также встречаются среди вышеназванных мергелей. Преобладающая их окраска зеленовато-серая и серая. От описанных мергелей они отличаются меньшим содержанием глинистой примеси (30—50%). Содержание алевритовой примеси в них возрастает вверх по разрезу и в отдельных прослоях эдольской пачки кулдигской свиты составляет 5—10%, а в броценской пачке салдусской свиты достигает 10—20%. Алевритовая примесь представлена полуокатанными зернами кварца и реже — полевыми шпатами.

В мергелях содержится также большое количество (20—30%) разнообразного по размерам (0,1—2 мм) органогенного детрита. Среди пос-

леднего преобладают остатки остракод и брахиопод. В отдельных прослоях мергелей эдольской пачки наряду с мелким органогенным детритом известны скопления крупных фрагментов и целых раковин брахиопод. Это **детритово-биоморфные мергели.**

Средний химический состав доломитисто-известковых мергелей следующий (в %): нерастворимый остаток — 30,30—50,00; CaO — 19,80—37,5; MgO — 2,61—5,40; Fe_2O_3 — 0,50—4,50; FeO — 0,60—1,74; $\Sigma S_{общ}$ — 0,14—1,43.

Охарактеризованным мергелям верхнего ордовика на каротажных диаграммах соответствуют низкие значения КС (5—15 Ом·м). Образование их связано с периодами усиленного поступления в относительно глубоко- и мелководные части шельфа тонкого глинистого материала, разбавлявшего карбонатные осадки с примесью органогенного детрита. Гидродинамические условия были, по-видимому, спокойными, соленость вод — близкой к нормальной.

Аргиллиты, слагающие фякаскую свиту, аналогичны пачке «черных аргиллитов» моссенской свиты среднего ордовика. На севере Западной Латвии аргиллиты фациально замещаются темно- и зеленовато-серыми мергелями с прослоями темных глин и темно-серых известняков.

Аргиллиты фякаской свиты черного и темно-серого цвета, тонкопелитовой структуры, тонкослоистой текстуры с плитчатой отдельностью. Текстура их обусловлена чередованием тонких (миллиметровых) прослоек, в различной степени обогащенных рассеянным органическим веществом и алевритовым материалом. По поверхностям напластования аргиллитов часты присыпки пирита и серицита, отмечаются мелкие створки беззамковых брахиопод, содержатся фрагменты граптолитов и редко — трилобитов. В кровле и подошве аргиллитов, а также в отдельных прослоях видны ходы червей, выполненные зеленовато-серым глинистым материалом. Фякаские аргиллиты характеризуются несколько меньшей карбонатностью по сравнению с аргиллитами моссенской свиты.

Основная масса аргиллитов сложена тонкопелитовым глинистым материалом гидрослюдистого состава с примесью монтмориллонита и хлорита. Тонкодисперсные глинистые частицы ориентированы параллельно плоскости наслоения, имеют высокое двупреломление света. В глинистой массе рассеяны тонкозернистые кальцитовые зерна (и их агрегаты) и редкие мелкие (0,01—0,02 мм) ромбические зерна доломита. Существенной составной частью аргиллитов является повышенное содержание темно-коричневого органического вещества, дисперсно распределенного в основной массе и образовавшего нечеткие микропрослойки, расположенные по слоистости. Встречаются углефицированные и пиритизированные растительные остатки, ориентированные параллельно слоистости. Терригенная примесь мелкоалевритового размера составляет 2—3% породы и представлена преимущественно корродированными зернами кварца. Значительно реже распространены зерна полевых шпатов и пластинки гидратизированного мусковита. Встречаются пирит, фосфат и единичные зерна ильменита. Общее количество органического вещества в черных аргиллитах 8,6—18,1% [Ульст Р. Ж., 1959], состав его сапропелитово-гумусовый. По результатам химических анализов, в аргиллитах содержится (в %): нерастворимый остаток — 75,70—89,24; CaO — 0,20—6,54; MgO — 0,06—3,61; Fe_2O_3 — 1,0—3,74; FeO — 1,72—3,94; $\Sigma S_{общ}$ — 1,22—2,96.

Спектральным анализом в аргиллитах установлено повышенное содержание хрома (0,01%), цинка (0,1%), титана (1,0%), ванадия (0,02%), стронция (0,03%), циркона (0,01%) и железа (3%). Аргиллиты в соответствии с их емкостными и фильтрационными особенностями относятся к изолирующим породам-покрышкам.

Аргиллиты фякаской свиты на каротажных диаграммах хорошо выделяются низкими значениями КС (3—5 Ом·м) и высокой гамма-активностью — ГК (13—21γ). Они выступают в качестве отражающего горизонта при сейсморазведочных работах.

Аргиллиты формировались в процессе медленного накопления темных глинистых илов в глубоководной, застойной части шельфа. Обилие фитопланктона послужило источником органического вещества, что, в свою очередь, явилось причиной возникновения в илах придонных вод резко восстановительных условий.

ПОРОДЫ ВОСТОЧНОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Литологические особенности отложений ордовика Восточной зоны в Латвии изучены слабо. Прибалтийский фациальный тип ордовика, характеризующий Восточную зону, распространен в Юго-Восточной Латвии, в Средне-Литовской палеовпадине, а в раннем ордовике — и на севере Латвии. Характерный разрез ордовика прибалтийского фациального типа в республике вскрыт скв. Лудза-15 (см. рис. 16).

НИЖНЕОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В Восточной зоне нижнеордовикские отложения представлены известняками (70%) с небольшим содержанием мергелей (20%) и песчаников (10%), которые в различных соотношениях слагают каллаверескую, лээтсескую, драйсейкскую, бичюнскую и рокишкскую свиты.

Известняки слагают драйсейкскую, бичюнскую и рокишкскую свиты. Они подстилаются маломощной (20 см) пяйтеской пачкой известковых доломитов, содержащих 5—15% глауконитовых зерен. Окраска доломитов зеленовато-серая и красновато-коричневая, часто пестрая, структура средне—тонкозернистая, текстура массивная.

По структурным признакам и вещественному составу среди известняков нижнего ордовика выделяются тонкозернистые доломитисто-глинистые, тонкозернистые доломитистые слабоглинистые и органогенно-детритовые разновидности.

Тонкозернистые доломитисто-глинистые известняки преобладают в составе драйсейкской свиты. Окраска их красновато-коричневая с зеленовато-серыми пятнами и желтыми разводами, структура тонкозернистая, текстура неясноволнисто-слоистая. Часты поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные гидроокислами железа. Для этих известняков характерны норки зарывания.

Известняки сложены тонкозернистым кальцитом (50—80%) с мелкими угловатыми кристаллами доломита (10—25%) и глинистым материалом (10—20%). Глинистое вещество представлено в основном гидро-

слюдами с примесью железистых минералов. Красновато-коричневая окраска известняков обусловлена наличием гематита. Иногда в известняках верхней половины свиты встречаются мелкие зерна глауконита (скважины Межциемс, Малта-105, Лудза-15).

В породе содержится примесь (15—30%) угловатых обломков (0,1—2,0 мм) органогенного детрита, представленного остатками раковин моллюсков, брахиопод, остракод, трилобитов, иглокожих.

Тонкозернистые доломитистые слабоглинистые известняки развиты в бичюнской свите и юодупской пачке рокишкской свиты. Эти известняки серого, темно-серого и красновато-коричневого цвета. Последние с зеленовато-серыми пятнами и желтыми разводами. Структура известняков тонкозернистая, текстура неясноволнисто-слоистая. Эти известняки содержат многочисленные охристые поверхности внутриформационных размывов и скопления псевдооолитов гётита. Иногда (скв. Стайцеле-4) в известняках нижней части бичюнской свиты отмечаются мелкие зерна глауконита. Рассматриваемые известняки отличаются от описанных выше меньшим содержанием (10—15%) глинистой примеси и большим количеством (20—40%) органогенного детрита. Состав последнего аналогичный.

Органогенно-детритовые известняки слагают вайдленскую пачку рокишкской свиты. Они яркокрасновато-коричневой окраски, очень крепкие, комковатой текстуры с бугристыми поверхностями напластования. Основная масса их сложена органогенным детритом (40—70%), сцементированным тонкозернистым кальцитовым цементом с рассеянными кристаллами доломита (8—12%) и примесью (7—10%) пелитового глинистого вещества.

Среди органогенного детрита по размерам (0,3—1,0 мм) преобладает среднекрупный, а по составу — остатки иглокожих и остракод. Среди крупных остатков характерны фрагменты наутилоидей, реже — трилобитов.

Коллекторские свойства. В целом коллекторские свойства известняков нижнего ордовика Восточной зоны низкие: открытая пористость составляет 5,1—7,2%, межзерновая проницаемость — 0,033—0,56 мД. Вторичные поры в них очень редки и встречаются главным образом в органогенно-детритовых известняках. Крутопадающие открытые микротрещины единичны.

Основная часть известняков нижнего ордовика с прослоями залегающих в них мергелей характеризуется изолирующими свойствами. Лишь органогенно-детритовые известняки верхней части разреза (вайдленская пачка) условно можно отнести к возможным трещинно-поровым коллекторам. На каротажных диаграммах эти известняки характеризуются непостоянством кривой КС. Электрическое кажущееся сопротивление увеличивается вверх по разрезу, и кривая КС, соответствующая кровле рокишкской свиты, создает высокоомный пик.

Образование рассматриваемых известняков происходило путем накопления в мелководной области шельфа глинисто-карбонатных илов, разбавленных детритовыми осадками. В бассейне преобладали окислительные условия. Соленость вод была близкой к нормальной. Текстурные особенности известняков, по-видимому, связаны как с подвижностью водной среды, так и осадочным будинажем во время общей усадки осадков, а в нижней части разреза — также с деятельностью илоедов.

Мергели в нижнем ордовике Восточной зоны обычно залегают неясноволнистыми прослоями среди известняков. Они наиболее часто встречаются и обладают большой мощностью (5—15 см) в драйсейкской свите. В бичюнской свите мощность и количество прослоев мергелей сокращаются, а в рокишкской свите они образуют лишь тонкие (0,1—1,0 см) разветвляющиеся прослойки.

Окраска мергелей такая же, как и вмещающих их известняков, но с более темным оттенком. Структура их пелитовая, текстура неясноволнисто-слоистая. По содержанию карбонатов распространены **доломитисто-известковые мергели.** Основная их масса сложена пелитовым глинистым веществом (30—50%) с тонкозернистыми карбонатами. Глинистый материал преимущественно гидрослюдистого состава с примесью железистых минералов или хлоритов. Карбонатные минералы представлены тонкозернистыми кристаллами кальцита (35—50%) и мелкими ромбоэдрами доломита (10—25%). Алевритовая примесь в мергелях незначительна (1—3%) и образована угловатыми зернами кварца и полевых шпатов. Органогенный детрит составляет 5—25% и представлен в основном мелкими остатками раковин остракод, брахиопод, трилобитов и другой фауны.

Коллекторские свойства. Мергелям присущи изолирующие свойства. В тонких прослойках среди органогенно-детритовых известняков они могут быть полупроводниками флюидов. На каротажных диаграммах отличаются более низкими значениями КС относительно вмещающих их известняков.

Образование мергелей происходило в периоды усиленного поступления в мелководный бассейн седиментации глинистого материала, разбавлявшего карбонатные осадки.

Песчаники в Восточной структурно-фациальной зоне, как и в Западной, залегают в основании нижнего ордовика и являются основным типом пород в каллавереской, лээтсеской свитах и варангуской пачке.

В разрезе скв. Лудза-15 песчаники с конгломератом в основании слагают нижнюю, маардускую пачку каллавереской свиты, а в верхней, орасояской пачке образуют тонкое переслаивание с черными аргиллитами и в варангуской пачке содержат прослойки зеленовато-серой глины. Песчаники преимущественно темно- и буровато-серого цвета, разнозернистой структуры, массивной и неяснослоистой текстуры. Характерная их особенность заключается в значительном содержании обломков и целых раковин черных беззамковых брахиопод.

Эти песчаники (табл. VII, фиг. 19) кварцевого состава (80—90%), средне—мелкопесчаной размерности, с небольшой примесью гравийных зерен (до 1 мм) в основании разреза. Форма зерен кварца овальная и угловатая, мелкие зерна окатаны слабо. Часто зерна катаклазированы и корродированы, с включениями мелких, пылевидных рудных минералов. Полевые шпаты редки (3—5%), иногда встречаются чешуйки мусковита, биотита, удлиненные зерна амфиболов. Наблюдаются (5—10%) обломки фосфатов. Пирит спорадически рассеян в породе в виде мелких кристаллов (0,05—0,1 мм). Глауконитовые зерна содержатся в песчаниках варангуской пачки.

Цемент песчаников средне—мелкозернистый, доломитисто-кальцитовый и фосфатный, порового типа. Карбонаты и фосфаты часто замещают друг друга и обычно развиваются по глинистому цементу.

На юго-востоке и севере Латвии каллавереская свита слагается аналогичными кварцевыми песчаниками и реже — алевролитами. В основании песчаников свиты часты гравийные зерна кварца и базальный конгломерат, сложенный гальками зеленовато- и темно-серых песчаников, а также створками беззамковых брахиопод, сцементированными карбонатным цементом.

Песчаники, слагающие лээтсескую свиту, отличаются от описанных выше высоким содержанием глауконита. Среди них выделяются глауконитово-кварцевые разновидности и кварцево-глауконитовые — глауконититы.

Глауконититы зеленовато-серого и зеленого цвета, разнозернистой структуры, массивной и неяснослоистой текстуры. Обломочная часть их сложена (60—90%) овальными зернами глауконита с примесью (10—40%) окатанных и угловатых зерен (0,1—0,5 мм) кварца (табл. VII, фиг. 20). В подчиненном количестве содержатся фосфатные обломки и редкие пелитоморфные зерна ортоклаза. Встречаются кубические кристаллы пирита, редкие минералы турмалина, лейкоксена, ильменита, циркона.

Глауконитово-кварцевые песчаники отличаются от глауконититов меньшим содержанием глауконита (до 50%). Для них характерно или равное соотношение глауконита и кварца, или преобладание последнего (табл. VII, фиг. 21). Сцементированы глауконититы и глауконитово-кварцевые песчаники преимущественно глинисто-карбонатным цементом порово-базального типа.

Среди песчаников нижнего ордовика возможны порово-трещинные коллекторы.

На каротажных диаграммах песчаники по КС выделить трудно, а на кривых ГК они выражены положительными значениями. Песчаники — образования литоральной области шельфа.

Аргиллиты в нижнем ордовике Восточной зоны залегают в виде единичных тонких прослойков среди песчаников каллавереской свиты. Они черного цвета, тонкопелитовой структуры и тонкослоистой текстуры. В своем составе среди основной глинистой массы содержат большое количество дисперсной примеси темно-бурого органического вещества. Растительные остатки и тонкоалевритовая примесь (5—15%) в них распределяются послойно.

СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среднеордовикские отложения Восточной структурно-фациальной зоны характеризуются сравнительно однородным составом и строением. Основными типами пород являются мергели (60%) и известняки (40%). Они слагают даугавпилсскую, межциемскую и воореskую свиты.

Мергели в различных соотношениях развиты по всему разрезу среднего ордовика. В даугавпилсской свите они образуют частые волнисто-слоистые прослои, максимальное содержание которых установлено в краштайской пачке и достигает примерно равных соотношений с известняками. В межциемской свите мергели являются преобладающим типом пород, а в воореskой свите их количество опять сокращается до отдельных прослоев. Лишь в средней пачке соотношение известняков и

мергелей примерно равное (скв. Лудза-15) или последние несколько преобладают (скважины Шкяуне-103, Нагли-106).

Цвет мергелей преимущественно зеленовато-серый, реже — серый и темно-серый; структура пелитоморфная, текстура волнисто-слоистая и реже — горизонтально-слоистая. По вещественному составу они принадлежат к доломитисто-известковым разновидностям, среди которых встречаются глинистые разности.

Доломитисто-известковые мергели сложены пелитоморфным глинистым веществом (30—50%) хлоритово-гидрослюдистого состава, тонкозернистым кальцитом (40—50%) и доломитом (10—20%). В основной массе обычно содержится (10—30%) несортированный (0,1—2,0 мм) органогенный детрит, представленный остатками брахиопод, иглокожих, криноидей, остракод и реже — трилобитов. Наблюдается незначительная (1—3%) алевритовая примесь кварцевого состава.

Доломитисто-известковые глинистые мергели слагают вилучайскую пачку межциемской свиты. Они отличаются повышенным содержанием глинистой составляющей (50—75%). В отдельных прослоях мергели переходят даже в карбонатные глины с содержанием нерастворимого остатка 75—85%.

Мергели содержат значительное количество мелкого органогенного детрита, часто обогащающего отдельные прослойки. Детрит в основном представлен обломками раковин брахиопод и остракод, реже — иглокожих и трилобитов. В мергелях присутствует пирит в виде мелких рассеянных зерен и округлых стяжений. В некоторых прослоях мергелей развиты мелкие округлые ходы илоедов.

Коллекторские свойства. Рассмотренные доломитисто-известковые и доломитисто-известковые глинистые мергели характеризуются развитием мелкой первичной пористости (8—15%) и низкими значениями межзерновой проницаемости (0,001—0,003 мД). Вторичные поры в них не установлены, открытые микротрещины редки. Эти мергели относятся к изолирующим породам. На электрокаротажных диаграммах они отличаются пониженными значениями КС, особенно глинистые мергели и карбонатные глины вилучайской пачки.

Образование мергелей происходило в периоды повышенного поступления в относительно мелководную, временами относительно глубоководную, часть шельфа тонкого глинистого материала, разбавлявшего карбонатные осадки.

Известняки среднего ордовика Восточной зоны несколько преобладают в даугавпилсской и воореской свитах, а в межциемской образуют подчиненные волнисто-слоистые и линзовидные прослои. По структурным признакам выделяются органогенно-детритовые, детритово-биоморфные, афанитовые, полуафанитовые и тонкозернистые разности. Наиболее распространены в среднем ордовике органогенно-детритовые известняки. Они преобладают в строении даугавпилсской свиты, образуют прослои в межциемской и слагают отдельные прослои в воореской, а в некоторых разрезах (скважины Балтинава-17, Аташиене-9, Вишки-25) почти целиком слагают эту свиту.

Органогенно-детритовые известняки по вещественному составу доломитисто (10—15%)-глинистые (15—20%). Преобладающая окраска известняков серая, лишь в основании разреза (вижунская пачка) — с пятнами и разводами красновато-коричневого и желтого цвета, текстура

неясноволнисто- и линзовидно-слоистая. Для известняков нижней половины даугавпилсской свиты и воореской свиты характерны многочисленные седиментационные перерывы, импрегнированные преимущественно пиритом, лишь в основании разреза в вижунской пачке — гётитом. В известняках этой пачки, а также кряуносской пачки содержатся включения псевдооолитов гётита.

В шлифах (табл. VIII, фиг. 22) известняки на 60—80% сложены несортированным (0,1—3,0 мм) органогенным детритом разнообразного состава, среди которого преобладают фрагменты криноидей, брахиопод. В небольшом количестве содержатся органогенные остатки трилобитов, мшанок, остракод и водорослей. Часто встречаются крупные фрагменты иглокожих и целые раковины остракод, брахиопод; более редки трилобиты и кораллы. Детрит в породе распределен в основном равномерно, лишь иногда образует послойные скопления. Сцементирован органогенный детрит мелко—тонкозернистым доломитистым кальцитом с пелитоморфной глинистой примесью.

В даугавпилсской свите в кряуносской и сартайской пачках (скв. Лудза-15) отдельные прослои сложены преимущественно крупноорганогенно-детритовыми известняками, отличающимися небольшим содержанием глинистой примеси (7—15%). Их цементирующий кальцит в отдельных участках перекристаллизован до среднезернистой размерности. В основании свиты в вижунской пачке в известняках встречен вторичный гипс в цементе.

В межциемской свите в лукштайской пачке выделены прослои **детритово-биоморфных известняков.** Эти прослои известняков наряду с содержанием органогенного детрита обогащены многочисленными скоплениями целых раковин брахиопод, реже встречаются трилобиты, иглокожие.

Коллекторские свойства. Открытая пористость рассмотренных органогенно-детритовых известняков среднего ордовика составляет 3,47—6,82%, межзерновая проницаемость — 0,003—0,005 мД, вторичная пористость — от единичных пор до 2—3%, трещинная проницаемость — 0,01—4,61 мД. Нефтепроявлений в них не отмечается. По условиям залегания, емкостной и фильтрационной характеристикам к потенциальным трещинно-поровым коллекторам условно можно отнести лишь органогенно-детритовые известняки верхней половины даугавпилсской свиты. Известняки нижней половины разреза и вышележащей межциемской свиты следует оценивать соответственно как полупроводники и изолирующие породы. На каротажных диаграммах органогенно-детритовые известняки выделяются большими значениями КС сравнительно с мергелями.

Ведущую роль в формировании этих известняков играли органогенно-детритовые карбонатные осадки с примесью глинистых илов. Волнисто-слоистая текстура известняков, частые седиментационные перерывы в них свидетельствуют о незначительной глубине бассейна и активном гидродинамическом режиме вод.

Полуафанитовые известняки распространены в воореской свите, в ее нижней и верхней пачках. Окраска их серая с буроватым оттенком, структура неравномерная, текстура комковатая и волнисто-слоистая. В известняках отмечаются бугристые пиритизированные поверхности седиментационных перерывов. По вещественному составу они доломитисто-глинистые.

Основная масса породы сложена коллоидно-тонкозернистым кальцитом (70—80%), мелкозернистым доломитом (10—20%) и пелитоморфной глинистой примесью (10—15%). В отдельных участках известняки перекристалллизованы до мелко- и среднезернистой структуры. Пылевидный пирит образует в породе темные пятна неправильной формы. Органогенный детрит беспорядочно рассеян в основной массе и составляет 25—35%. В известняках иногда (скв. Лудза-15) содержится глауконит.

Афанитовые известняки слагают отдельные прослои в верхней пачке воореской свиты. Они светло-серого цвета, коллоидно-зернистой структуры, комковатой текстуры, очень крепкие. Поверхности их напластования бугристые с примазками темно-серой глины. Для афанитовых известняков характерна темно-серая пятнистость, обусловленная скоплением на отдельных участках пылевидного пирита.

От полуафанитовых известняков эти известняки отличаются коллоидно-зернистой структурой основной массы слагающего их кальцита, меньшим содержанием глинистой примеси (5—8%) и органогенного детрита (10—20%). В них встречаются перекристаллизованные участки, сложенные средне- и крупнозернистым (0,05—1,0 мм) кальцитом, имеются микротрещины минеральные и открытые, по последним развиваются поры выщелачивания.

Тонкозернистые известняки встречаются в воореской свите. Они серого и зеленовато-серого цвета, неясноволнисто-слоистой текстуры, по вещественному составу доломитисто(10—15%)-глинистые (15—25%). Сложены тонкозернистым кальцитом с рассеянными ромбоэдрами (0,02—0,05 мм) доломита и глинистой примесью. В основной массе содержится (10—20%) мелкий детрит.

Коллекторские свойства известняков воореской свиты низкие: открытая пористость составляет 2,5—4,7%, межзерновая **проницаемость** — 0,001—0,003 мД. Встречаются редкие поры выщелачивания и открытые микротрещины. Среди этих известняков возможны трещинные и трещинно-поровые коллекторы. На каротажных диаграммах известняки свиты отличаются резко повышенными значениями КС.

Образование известняков воореской свиты в целом во всех фациальных обстановках связано с накоплением глинисто-карбонатных илов в относительно глубоководной и мелководной частях шельфа.

Метабентониты в среднем ордовике Восточной зоны образуют маломощные (0,5—3,0 см) единичные прослойки в основании межциемской свиты, в швянтупской пачке, и в воореской свите, в ее верхней пачке. Обычно они зеленовато-серого цвета, тонкослоистого и листоватого сложения. Основная масса представлена глинистым веществом тонкодисперсной и тонкочешуйчатой структуры, гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Содержится примесь тонкозернистого кальцита и тонкоалевритового обломочного материала, сложенного остроугольными и клиновидными зернами кварца и в меньшем количестве — полевыми шпатами и биотитом.

По вещественному составу, структурно-текстурным признакам и условиям образования метабентониты аналогичны таковым в Западной структурно-фациальной зоне.

ВЕРХНЕОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Верхнеордовикские отложения Восточной структурно-фациальной зоны сложены в основном различными типами известняков с доломитами и небольшим содержанием мергелей. Эти породы слагают мейлунскую, моэскую, халликускую, елгавскую, балтинавскую, сведасайскую, лудзаскую, укмяргскую и салдусскую свиты (см. рис. 19). На данной стадии изученности получить полное представление о строении и составе отложений верхнего ордовика Восточной зоны пока не удалось.

Известняки по структурным признакам подразделяются на афанитовые, полуафанитовые, разнозернистые, тонкозернистые, органогенно-детритовые, органогенно-детритовые с остатками водорослей, криноидные полидетритовые, детритово-биоморфные и коралловые биогермные разновидности. В соответствии с содержанием доломита они образуют ряд: доломитистые и доломитовые известняки, известковые и известковистые доломиты. Все известняки в той или иной степени глинистые.

Наиболее распространены **полуафанитовые известняки.** Они встречаются в кайминской и добилинской пачках мейлунской свиты, моэской и адилаской свитах и преобладают в балтинавской свите, в салосской пачке сведасайской свиты и тауценской свите.

Цвет известняков серый и буровато-серый, текстура комковатая, поверхности наслоения бугристые. Иногда наблюдаются поверхности седиментационных перерывов с пиритовой импрегнацией. Для известняков характерны поры, каверны и микротрещины открытые и минеральные, частично или полностью сложенные средне—крупнозернистым кальцитом. По вещественному составу полуафанитовые известняки доломитистые (10—25%) и глинистые (10—15%). Доломитистость их в целом увеличивается вверх по разрезу и в тауценской свите составляет до 25%.

Известняки сложены тонкозернистым кальцитом с мелкозернистыми, реже среднезернистыми, ромбоэдрами доломита и равномерно распределенной тонкодисперсной глинистой массой. В отдельных участках основная масса карбонатов перекристаллизована до средне- и иногда крупнозернистой размерности. В известняках содержится (15—35%) примесь органогенного детрита различного размера (0,1—1,0 мм, реже 3—5 мм). Обычно органогенный детрит сложен тонкозернистым кальцитом, часть остатков — среднезернистым кальцитом. В участках со сближенным размещением перекристаллизованного детрита известняки приобретают разнозернистую структуру.

Полуафанитовые известняки заключают в себе отдельные прослои чистых афанитовых известняков, что особенно характерно для балтинавской и тауценской свит.

Афанитовые известняки слабоглинистые (5—8%). По содержанию доломита среди них выделяются доломитистые разности, развитые в балтинавской свите, и доломитовые известняки, распространенные в тауценской свите. Афанитовые известняки светло- и буровато-серого цвета, комковатой текстуры, с бугристыми поверхностями наслоения. Характерные синевато-серые разводы обусловлены скоплением в отдельных участках пылевидного пирита.

Афанитовые доломитистые известняки сложены коллоидно-зернистым кальцитом (75—85%) и тонкозернистым доломитом (10—20%) с пелитоморфной глинистой примесью (5—8%). В отдельных участках основная масса карбонатов перекристаллизована до средне—крупнозернистой

размерности. Для известняков характерны микротрещины минеральные и открытые, по последним иногда развиваются поры выщелачивания. Органогенный детрит содержится в малом количестве (10—15%) и преимущественно крупных размеров (1—3 мм).

Афанитовые доломитовые известняки встречаются в нижней половине тауценской свиты. По внешнему облику и структурно-текстурным признакам они аналогичны описанным выше афанитовым известнякам, основное отличие от которых заключается в увеличенном содержании доломита (25—40%). Основная масса их представлена коллоидно-тонкозернистыми кристаллами кальцита и доломита. Часть ромбоэдров доломита обладает тонкозернистым размером. В основной массе равномерно распределено небольшое количество (5—10%) пелитоморфного глинистого материала и органического вещества, последнее иногда концентрируется в отдельных микропрослоях. Встречаются перекристаллизованные участки породы, сложенные преимущественно среднезернистыми карбонатами, как правило, пористые. Распространены минеральные и открытые микротрещины. В известняках иногда наблюдаются отдельные фрагменты криноидей, кораллов, гастропод.

Известковые доломиты слагают главным образом верхнюю половину тауценской свиты. Они серого цвета с буроватым оттенком, неравномерно-зернистые, волнисто-слоистой и неясно комковатой текстуры с бугристыми поверхностями наслоения и глинистыми примазками, иногда с присыпками песчаного материала (?). От рассмотренных афанитовых доломитовых известняков известковые доломиты макроскопически отличаются характерным мерцающим изломом, напоминающим излом песчаников. Основная масса породы образована (табл. VIII, фиг. 23) разнозернистыми (0,05—0,25 мм) кристаллами доломита (50—75%) и кальцита (25—50%). Кристаллы доломита лишены правильной ромбоэдрической формы, от кальцитовых зерен отличаются большей угловатостью и отсутствием лапчатости. Распределение пелитоморфной глинистой примеси в основной массе преимущественно равномерное.

В доломитах наблюдаются огипсованные мелкие участки. Некоторые прослои иногда содержат песчанистый терригенный материал (?). В основной массе изредка сохраняется несортированный органогенный детрит. В отдельных участках породы развиты поры и каверны.

Известковистые доломиты участвуют в строении условно выделенной салдусской свиты (скв. Малта-104), где они разнозернистые, песчанистые, пористые и кавернозные с седиментационными поверхностями размыва, импрегнированными пиритом.

Тонкозернистые известняки распространены в мейлунской, халликуской, укмяргской свитах и реже встречаются в юнсторпской свите, салосской пачке сведасайской свиты, лудзаской и адилаской свитах. По вещественному составу они доломитистые и глинистые (5%). Преобладающая окраска их серая, структура тонкозернистая, текстура горизонтально-слоистая, неясноволнисто-слоистая и иногда (в адилаской свите) крупнокомковатая.

В тонкозернистых (5%) известняках зафиксированы поверхности седиментационных перерывов с пиритовой импрегнацией и включения зерен глауконита. Известняки сложены тонкозернистым кальцитом с мелкими ромбоэдрами доломита и примесью пелитоморфного глинистого материала. В породе содержится мелкий органогенный детрит (10—30%).

Разнозернистые известняки участвуют в строении нижней части юнсторпской свиты в разрезах переходного типа (скв. Нагли-106, Аташиене-9), а также моэской свиты. Они серые с буроватым оттенком, в юнсторпской свите пестроокрашенные, очень крепкие, структура их тонко—мелкозернистая, в отдельных участках мелко—среднезернистая, текстура массивная и неяснослоистая. Отдельные прослои известняков обильнопористые. Строение и состав их пока изучены недостаточно.

Органогенно-детритовые известняки слагают отдельные прослои (скв. Вишки-25, Нагли-106 и Малта-105) в составе мейлунской свиты, участвуют в строении моэской и балтинавской свит и преобладают в составе рагяльской пачки сведасайской свиты. Цвет их серый, текстура неясноволнисто-слоистая. Обычно они доломитистые (10—15%) и слабоглинистые (8—12%). На 50—70% образованы органогенным детритом, не сортированным по размерам (0,1—1,0 мм); среди последнего преобладают обломки криноидей, брахиопод, остракод и реже мшанок, иглокожих, трилобитов и единичных кораллов. Цемент известняков тонко—мелкозернистый, доломитисто-известковый с равномерной примесью пелитоморфного глинистого материала.

Органогенно-детритовые известняки с остатками водорослей встречаются в моэской свите и распространены в лудзаской. Известняки серого цвета, детритовой структуры, горизонтально- и неясноволнисто-слоистой текстуры с прослоями (1—3 см, реже 5—7 см) зеленовато-серого мергеля. На 50—60% сложены разнообразным по размерам (0,3—2,0 мм, реже 3—5 мм) и составу органогенным детритом с остатками водорослей. Среди органогенных обломков встречаются фрагменты криноидей, брахиопод, мшанок, гастропод, строматопор и остатки водорослей — дазипорелл (в моэской свите) и вермипорелл (в лудзаской свите). Цемент известняков тонкозернистый доломитисто-известковый, глинистый (10—20%). Большая часть органогенного детрита сложена перекристаллизованным кальцитом (0,01—0,5 мм), лишь остатки криноидей не затронуты процессами перекристаллизации.

Криноидные полидетритовые известняки распространены в низах юнсторпской свиты (скв. Балтинава-17, Аташиене-9). Обычно они связаны с биогермными образованиями и создают вокруг них шлейф. Цвет их красновато-коричневый, серый и зеленовато-серый, текстура волнистослоистая с неровными поверхностями седиментационнных перерывов. Эти известняки слабоглинистые (5—10%) и слабодоломитистые (7—12%). В верхней, средней и нижней частях разреза они содержат включения псевдооолитов гидроокислов железа, а в основании свиты в известняках встречаются зерна глауконита.

Порода состоит в основном из целых и обломанных члеников криноидей (размером 0,5—2,0 мм). Кроме того, присутствуют и крупные обломки раковин брахиопод, мшанок, реже — одиночных кораллов. В небольшом количестве содержится мелкий детрит (0,1—0,5 мм), представленный остатками брахиопод, остракод, иглокожих и, возможно, фрагментами водорослей. Цемент известняков тонко—мелкозернистый кальцитовый, в отдельных участках среднезернистый. Крупные кальцитовые кристаллы часто обрастают остатки криноидей и имеют с ними одну оптическую ориентировку (процессы регенерации).

Детритово-биоморфные известняки слагают прослои в лудзаской свите и реже — в адилаской. Известняки серого цвета, горизонтально-

слоистой текстуры. От органогенно-детритовых известняков отличаются содержанием скоплений целых раковин брахиопод.

Коралловые биогермные известняки наблюдаются в разрезах скважин Лудза-15 и Малта-105 в средней и верхней частях моэской свиты и в кровле и подошве адилаской свиты. Цвет их светло- и темно-серый с буроватым оттенком. Текстура массивная и крупнокомковатая с бугристыми нечеткими поверхностями наслоения и примазками мергеля, иногда с пиритизированными поверхностями размыва.

Порода сложена скелетными остатками колониальных кораллов, создающих каркас биогерма. Промежутки между скелетами заполнены коллоидно-тонкозернистым известняком, содержащим в различных количествах несортированный детрит, среди которого различимы остатки криноидей, брахиопод, мшанок, остракод и редкие фрагменты трилобитов.

В известняках кораллы образованы (табл. VIII, фиг. 24) чередующимися микрослойками микро- и среднезернистого кальцита. Цементирующий материал представлен коллоидно-тонкозернистым кальцитом с подчиненным содержанием мелкозернистых ромбоэдров доломита (10—15%) и дисперсионно-рассеянного органического вещества. Содержание глинистого материала обычно небольшое (3—5%). Биогермные известняки отдельными участками интенсивно пористы и кавернозны.

Коллекторские свойства рассмотренных разностей известняков верхнего ордовика Восточной зоны изучены недостаточно. Межзерновая проницаемость и пористость известняков, как правило, низкие. Вторичная пористость и трещиноватость в них развиты неравномерно. Наиболее пористы, кавернозны и трещиноваты коралловые биогермные известняки. В отдельных участках пористость и кавернозность в них составляют 15—25%, трещинная проницаемость, по данным единичных определений, достигает 25—50 мД. Это трещинно-кавернозно-поровые коллекторы высокого класса. Криноидные полидетритовые известняки, согласно емкостной и фильтрационной характеристикам, можно относить к возможным порово-трещинным и трещинно-поровым коллекторам.

Среди известняков верхнего ордовика потенциальными коллекторами трещинно-порового типа могут быть прослои детритово-биоморфных известняков, органогенно-детритовых известняков с остатками водорослей, органогенно-детритовых известняков, разнозернистых известняков, а также доломитовые известняки и известковистые доломиты.

Доминирующие в строении верхнего ордовика полуафанитовые известняки с включениями афанитовых, согласно наличию в них открытых трещин, следует оценивать как возможные трещинные коллекторы, а при развитии в них по трещинам пористости выщелачивания — как трещинно-поровые.

На каротажных диаграммах известняки верхнего ордовика по отношению к мергелям характеризуются повышенными значениями КС. Наиболее высокие их значения соответствуют известнякам мейлунской, моэской, сведасайской и тауценской свит. Максимальные пики кривых КС соответствуют уровням развития коралловых биогермных известняков в адилаской и особенно в моэской свитах.

Условия образования известняков верхнего ордовика Восточной зоны отличаются большим разнообразием фациальных обстановок. Можно предполагать, что общим для всех обстановок было накопление в мелководной, реже — литоральной, области шельфа тонких карбонатных и

карбонатно-детритовых осадков. Последние неравномерно обогащались водорослями и послойно целыми раковинами брахиопод. В отдельные периоды возникали органогенные постройки — коралловые биогермы.

Геохимические показатели и механизм образования доломитов изучены недостаточно. Можно предполагать, что образование их обусловлено как первичными седиментационными условиями — крайней мелководностью и относительно повышенной соленостью вод бассейна, так и вторичными постседиментационными преобразованиями — выщелачиванием, перекристаллизацией, доломитизацией.

Мергели незначительно развиты в верхнем ордовике Восточной зоны. Среди известняков они образуют тонкие примазки по плоскостям наслоения и разветвляющиеся прослойки, залегают в виде отдельных прослоев в сведасайской, укмяргской и лудзаской свитах. В составе мейлунской свиты мергели (скв. Лудза-15) переслаиваются с известняками, а в отдельных разрезах (скв. Аташиене-9, Шкяуне-103) полностью слагают свиту. Мергели слагают также елгавскую свиту в разрезах переходного типа (скв. Балтинава-17, Аташиене-9).

Цвет мергелей зеленовато-серый, структура пелитовая, текстура волнисто-слоистая, неясноволнисто-слоистая и реже — горизонтально-слоистая. По вещественному составу они доломитисто-известковые и доломитисто-известковые глинистые. Среди них распространены главным образом **доломитисто-известковые мергели** с содержанием (в %): $CaCO_3$ — 30—70, $CaMg(CO_3)_2$ — 10—20 и нерастворимого остатка — 25—50. Основная масса их сложена тонкозернистым кальцитом, тонко—мелкозернистым доломитом и пелитоморфным глинистым веществом. Глинистое вещество преимущественно гидрослюдистого состава с примесью хлорита. Соединений железа в мергелях содержится 2—4%. Большая их часть представлена пиритом, который в основной массе находится в виде пылевидных включений, а также развивается по растительному и органогенному детриту, иногда выполняет ходы илоедов.

В мергелях встречается органогенный детрит (10—30%), представленный остатками брахиопод, мшанок, криноидей, реже — трилобитов, ругоз, ветвистых граптолитов. Обычно детрит распределяется беспорядочно, реже — обогащает отдельные прослои.

В основной массе породы отмечается примесь темно-коричневого органического вещества и содержатся волокна полуразложившихся растительных остатков. Мелкоалевритовая примесь, как правило, незначительна (1—3%) и представлена преимущественно угловатыми кварцевыми зернами и реже — полевыми шпатами. В мергелях иногда (в основании мейлунской свиты) встречаются единичные зеленые зерна (0,01—0,3 мм) глауконита.

Доломитисто-известковые глинистые мергели известны в основном в мейлунской и укмяргской свитах. Они содержат (в %): $CaCO_3$ — 25—45, $CaMg(CO_3)_2$ — 10—25 и нерастворимый остаток — 50—75. Иногда содержание глинистой примеси в них возрастает (75—85%); в таких случаях образуются прослойки карбонатной глины.

Согласно емкостной и фильтрационной характеристикам, рассматриваемые разновидности мергелей относятся к изолирующим породам. Формирование их происходило в периоды относительного углубления мелководной области шельфа при усиленном поступлении глинистого материала, разбавлявшего карбонатные илы.

Метабентониты прослежены в составе верхнего ордовика в виде маломощных (1—2 см) единичных прослоек в средней части мейлунской свиты в разрезах скважин Нагли-106 и Лудза-15, а также в верхней части балтинавской свиты в разрезах скважин Нагли-106 и Аташиене-9. Их вещественный состав, особенности строения и условия образования аналогичны ранее рассмотренным для метабентонитов среднего ордовика.

Глава 4. АНАЛИЗ ФАУНЫ

Общие сведения. Выявление временно́го и пространственного распространения сообществ организмов в конкретных литостратиграфических подразделениях, анализ группового состава и фациальных зависимостей — необходимые условия как для обоснования возраста и объемов стратиграфических единиц, так и для прослеживания фациальных переходов в разных литолого-фациальных зонах. Набор групп фауны в ордовикских отложениях Латвии достаточно разнообразен: трилобиты, остракоды, граптолиты, хитинозои, брахиоподы, мшанки, иглокожие, конодонты, кораллы. Группами-доминантами с наибольшей стратиграфической значимостью вследствие четкой возрастной сменяемости комплексов в разрезах, изучавшимися в ордовике Латвии, являются граптолиты, конодонты, трилобиты, остракоды, хитинозои, в меньшей мере — брахиоподы. Роль каждой из групп неодинакова и находится в прямой зависимости от фациальных условий, обусловивших синхронно со сменой в разрезах литологически разных пород преобладание в них тех или иных ископаемых органических остатков. К середине раннего ордовика, представленного преимущественно красновато-бурыми известняками, доломитами, мергелями и аргиллитами, установились, очевидно, близкие к оптимальным условия существования органического мира, при которых вслед за появлением стало возможным быстрое развитие трилобитов, конодонтов и граптолитов. Это отразилось в частой смене по вертикали в разрезе зональных комплексов. Мир хитинозой был беден, и существовал устойчивый многочисленный, но довольно однообразный в систематическом отношении комплекс остракод, претерпевший полное изменение на рубеже раннего и среднего ордовика. В течение последнего резко возросла роль хитинозой, сохранили свое стратиграфическое значение остракоды, трилобиты и конодонты, однако уменьшилась значимость граптолитов (из-за редкой встречаемости в разрезе). На большей части территории Латвии стратиграфическая валентность граптолитов вновь возросла на рубеже среднего и позднего ордовика, одновременно с образованием пачек черных аргиллитоподобных глин. Вследствие резкой дифференциации условий осадконакопления в верхнем ордовике, представленном в Западной и Восточной Латвии отложениями с несходными сообществами фауны, устойчивой стратиграфической валентностью характеризуются главным образом остракоды, в меньшей мере и только в пределах Западной Латвии — трилобиты. В средней и верхней частях граптолиты, конодонты и хитинозои мало служат целям стратификации разрезов.

Дифференциация фациальных условий в ордовикском бассейне Латвии явилась решающим фактором при распределении фаунистических комплексов по площади и привела к развитию «скандинавского» типа фауны в западной и центральной частях и «прибалтийского» типа в юго-восточной части Латвии [Мянниль Р. М., 1966]. В комплексах фауны «скандинавского» типа, приуроченных к ордовикским отложениям в пределах Западной структурно-фациальной зоны, доминируют трилобиты, остракоды, брахиоподы и больше, чем в сообществах «прибалтийского» типа, граптолитов. В целом отмечается тесная связь «скандинавской» ордовикской фауны Латвии с комплексами, развитыми в ордовике Швеции. Сказанное относится прежде всего к центральной части Западной структурно-фациальной зоны, в то же время в окаймляющей эту часть переходной зоне сильнее влияние «прибалтийского» типа фауны. В комплексах «прибалтийской» фауны наряду с несколько более эврибионтными остракодами и брахиоподами заметно увеличивается доля сугубо мелководных прибрежных групп — мшанок, ругоз, иглокожих, а также водорослей, в ордовике Латвии не изученных. Видовой состав этих сообществ сходен с таковым из ордовикских отложений Эстонии. Наряду с комплексами фауны, отличающимися узкой экологической специализацией и не выходящими за рамки отдельных фациальных зон, в ордовике Латвии развиты группы, не зависящие от фациальных условий (хитинозои, конодонты) и представляющие наибольшую ценность для целей корреляции разнофациальных отложений.

ТРИЛОБИТЫ

Общие сведения. Трилобиты — одна из основных групп ископаемых организмов в ордовике Латвии. В Западной структурно-фациальной зоне они характеризуются разнообразным видовым составом и представлены многочисленными экземплярами, в то время как в Восточной зоне, где преобладают брахиоподы, остракоды, иглокожие и другие сугубо «прибрежные» группы фауны, роль трилобитов в сообществах организмов значительно меньше.

Первые сведения о составе трилобитовых комплексов и стратиграфические выводы, основанные на их распространении в разрезах Западной структурно-фациальной зоны, приведены в работах Р. М. Мянниля [1963, 1966], Р. М. Мянниля, Л. Я. Пылмы, Л. М. Хинтс [1968]. Впоследствии монографически были описаны верхнеордовикские трилобиты [Гайлите Л. К., 1975] и руководящие виды трилобитов нижнего ордовика Латвии [Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж., 1975]. В итоге достаточно уверенно выявлена последовательность смены трилобитовых сообществ в разрезах Западной структурно-фациальной зоны. Приуроченность трилобитов к Восточной зоне, особенно в части разреза, относимой к верхам среднего и низам верхнего ордовика и характеризующейся меньшим количеством находок трилобитов, требует уточнения. Данные о распространении трилобитов в скв. Берзини, расположенной в пределах Восточной структурно-фациальной зоны, приведены в работе Л. Я. Пылмы, Л. И. Сарва и Л. М. Хинтс [1977].

Таблица 3

Систематический состав трилобитов ордовика Латвии

Надсемейство	Семейство	Подсемейство	Род	Кол-во видов
Dikelocephaloidea	Ceratopygidae	Ceratopyginae	*Ceratopyge*	1
Ptychoparioidea	Remopleurididae		*Remopleurides*	1
Solenopleurides	Otarionidae	Otarioninae	*Otarion*	1
Asaphoidea	Nileidae	Nileinae	*Nileus*	2
			Symphysurus	1
	Asaphoidae	Ogygiocarinae	*Niobella*	1
			Niobe	3
			Megistaspis	11
	Asaphidae	Asaphinae	*Asaphus*	5
			Pseudasaphus	3
			Ogmasaphus	2
			Pseudobasilicus	1
			Pseudomegalaspis	1
			Ptychopyge	5
			Megalaspides	1
			Borogothus	1
			Brachyaspis	1
Scutelloidea	Styginidae		*Stygina*	1
			Raymondaspis	2
	Illaenidae	Illaeninae	*Illaenus*	7
			Platillaenus	1
			Panderia	2
Lichoidea	Lichidae	Platylichinae	*Platylichas*	1
Odontopleuroidea	Odontopleuridae	Odontopleurinae	*Acidaspis*	1
			Primaspis	1
Calymenoidea	Calymenidae	Colpocoryphinae	*Flexicalymene*	1
		Homalonotinae	*Brongiartella*	1
Phacopoidea	Dalmanitidae	Dalmanitinae	*Dalmanitina*	1
		Pterygometopinae	*Pterygometopus*	1
			Estoniops	2
		Chasmopsinae	*Chasmops*	4
Cheiruroidea	Pliomeridae	Pliomerinae	*Pliomera*	1
	Cheiruridae	Cyrtometopinae	*Cyrtometopus*	1
		Acanthoparyphinae	*Nieszkowskia*	1
	Encrinuridae	Encrinurinae	*Dindymene*	1
			Atractopyge	1
Trinucleoidea	Rhaphiophoridae	Rhaphiophorinae	*Ampyx*	5
			Lonchodomas	2
	Trinucleidae	Tretaspinae	*Tretaspis*	4
		Trinucleinae	*Trinucleus*	1

Из ордовика Латвии известно более 80 видов трилобитов, относящихся к 40 родам (табл. 3). Наиболее важную роль играет семейство *Asaphidae*, в состав которого входят широко распространенные в ордовике роды *Megistaspis* (11 видов), *Ptychopyge* (5 видов) и характерный для нижнего и среднего ордовика род *Asaphus* (5 видов). Кроме названных, часто встречается семейство *Illaenidae* с типичным родом *Illaenus* (7 видов), семейство *Rhaphiophoridae* с родами *Ampyx* (5 видов) и *Lonchodomas* (2 вида). В верхнем ордовике доминирует семейство *Trinucleidae*, из родов которого наибольшим количеством (4 вида) представлен *Tretaspis*. В Восточной структурно-фациальной зоне распространен род *Chasmops* (4 вида). Единичными видами представлены роды *Ceratopyge*, *Ogmasaphus*, *Pseudasaphus*, *Pseudobasilicus*, *Pseudomegalaspis*, *Flexicalymene*, *Bronghiartella*, *Dalmanitina* и др.

ТРИЛОБИТЫ В НИЖНЕМ ОРДОВИКЕ

Самыми древними трилобитами в ордовике Латвии являются *Ceratopyge forficula* и *Symphysurus angustatus* верхнетремадокского возраста, определенные Р. М. Мяннилем [1963] из лутриньской и кумбриской пачек зебреской свиты в скв. Стури-8 в Западной Латвии. К глинам зирниской и калвенской пачек зебреской свиты приурочены трилобиты *Borogothus stenorhachis, Megalaspides* cf. *dalecarlicus, Megistaspis scutata, Niobella* aff. *imparilimbata*, а к зантеской пачке этой же свиты — остатки *Megistaspis estonica, Ampyx* cf. *obtusus, Ptychopyge* aff. *excavatozonata, P.* aff. *applanata, P.* aff. *angustifrons, P.* aff. *multicostata* и другие [Мянниль Р. М., 1963, 1966]. На основании распространения этих видов Р. М. Мянниль сделал вывод о присутствии в разрезе скв. Стури-8 трилобитовых зон *Megistaspis planilimbata, Megalaspides dalecarlicus, Megistaspis estonica*, установленных в латорпских отложениях Швеции.

Изучение керна буровых скважин в дальнейшем показало, что находки трилобитов в нижней и средней частях глин зебреской свиты весьма редки. Лишь в трех скважинах — Эдоле-60, Вергале-46 и Кроньауце-57 в средней части разреза свиты обнаружены остатки пигидиев *Megistaspis planilimbata*, подтверждающие распространение на территории Западной Латвии одноименной трилобитовой зоны.

Количество трилобитов несколько увеличивается в верхней части зебреских глин. Здесь в ряде скважин Елгавского палеопрогиба присутствует *Symphysurus angustatus, Nileus* cf. *exarmata, Ptychopyge* cf. *applanata*. Второй вид характеризуется довольно широким диапазоном стратиграфического распространения, прослеживается и в более молодых отложениях.

Сравнительно богатые сообщества трилобитов приурочены к мергелям циецерской свиты, распространенным в Западной структурно-фациальной зоне. Наиболее часто встречается трилобит *Megistaspis limbata*, который прослеживается в большинстве изученных разрезов и является надежным основанием для выделения одноименной зоны волховского горизонта. На склонах Елгавского палеопрогиба *Megistaspis limbata* типичен для красновато-коричневых мергелей крюкайской пачки циецерской свиты, в осевой части прогиба — также для нижней половины

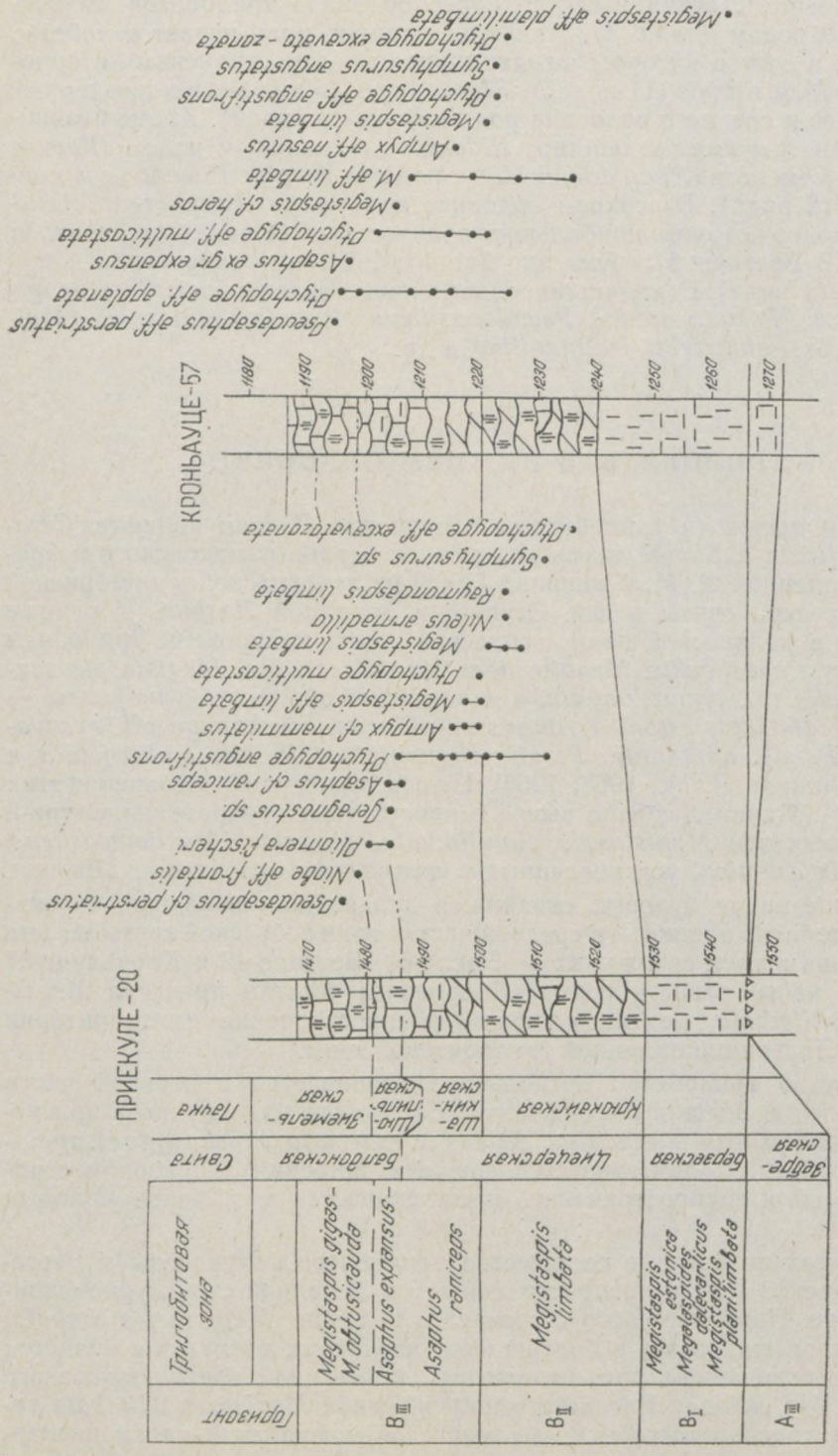


Рис. 22. Распространение трилобитов в нижнеордовикских отложениях Западной структурно-фациальной зоны.

сероцветной шакинской пачки, перекрывающей крюкайскую, совместно с граптолитами, подтверждающими кундаский возраст этих отложений.

Наряду с *Megistaspis limbata* в нижней части циецерской свиты развиты виды *Symphysurus angustatus, Ptychopyge angustifrons* и *P.* aff. *multicostata*, унаследованные от зебреской свиты. В верхней части свиты комплекс трилобитов отличается более разнообразным видовым составом, характеризующимся присутствием *Megistaspis* aff. *acuticauda, Niobe laeviceps, Nileus armadillo, Raymondaspis* cf. *limbata, Ampyx nasutus* и других видов. Р. М. Мяннилем [1963] в качестве руководящего вида для нижней (крюкайской) пачки циецерской свиты назван *Megistaspis limbata*; кроме него и названных выше видов, из данного интервала определены *Megistaspis hyorrhina, Ampyx* cf. *pater, A.* cf. *mammilatus, Niobe explanata.*

Существенное обновление фауны, выражающееся в смене трилобитов *Megistaspis limbata* видами *Asaphus* ex gr. *expansus, A. raniceps,* прослеживается в осевой части Елгавского палеопрогиба в середине сероцветной шакинской пачки циецерской свиты, а на склонах палеопрогиба — в ее подошве. Развитие трилобитов *Asaphus* ex gr. *expansus* и *A. raniceps,* характеризующих одноименные зоны в кундаском горизонте нижнего ордовика Швеции, свидетельствует о кундаском возрасте пород. Характеризуемый уровень отличается исчезновением *Ptychopyge* aff. *multicostata,* сокращением числа представителей *P. angustifrons,* появлением *Illaenus aduncus, Platillaneus* cf. *ladogensis, Ampyx nasutus, Megistaspis* cf. *heros, Pterygometopus* aff. *sclerops.*

Р. М. Мянниль [1963], кроме того, выделил в качестве характерных для данного интервала виды *Ptychopyge limbata, Cyrtometopus* cf. *affinis, Niobe* aff. *frontalis, Megistaspis* cf. *spinulata, M.* cf. *hyorrhina, M.* cf. *bombifrons, Pliomera fischeri.*

В нижней зиемельской пачке балдонской свиты, перекрывающей циецерскую мергельную толщу, зональные виды *Asaphus raniceps* и *A.* ex gr. *expansus* сменяются зональными представителями рода *Megistaspis* — *M.* aff. *obtusicauda, M. gigas.* Присутствие этих видов обосновывает выделение трилобитовой зоны Megistaspis obtusicauda — M. gigas, установленной в кундаских отложениях Швеции. Кроме зональных видов, в характеризуемом интервале встречаются виды *Pliomera fischeri, Pseudasaphus* cf. *perstriatus, Illaenus* cf. *esmarkii* (рис. 22).

Итак, в нижнем отделе ордовика Западной структурно-фациальной зоны в разрезе сменяются виды-индексы следующих трилобитовых зон: Megistaspis planilimbata, M. limbata, Asaphus expansus — A. raniceps, Megistaspis gigas — M. obtusicauda, позволяющие проводить детальную стратификацию и корреляцию разреза (табл. 4—6).

Нижнеордовикские отложения Восточной структурно-фациальной зоны отличаются скудностью палеонтологических остатков, в том числе трилобитов. Здесь к маломощным красноцветным известнякам верхней части драйсейкской свиты приурочены виды *Megistaspis* cf. *limbata* и *Ptychopyge* sp. ind., свидетельствующие о волховском возрасте пород. Вышележащие бичюнская и нижняя часть рокишкской свиты содержат зональных представителей кундаского горизонта *Asaphus* ex gr. *expansus* и *Megistaspis* cf. *gigas.*

Таблица 4

Соответствие местных стратонов и диапазонов распространения руководящих видов трилобитов Западной структурно-фациальной зоны

Свита	Пачка	Трилобиты
Салдусская Кулдигская		*Dalmanitina mucronata*
Куйлиская Паровейская Елгавская Юнсторпская		*Panderia megalophtalma* *Tretaspis latilimba* *T. granulata*
Фякаская Воореская Моссенская		*Tretaspis seticornis*
Блиденская		*Flexicalymene jemtlandica*
Адзеская Дрейманская		*Asaphus ludibundus*
Таурупская Стирнаская		*Illaenus intermedius* *Pseudomegalaspis patagiata* *Illaenus schroeteri*
Балдонская	Верхняя зиемельская	*Asaphus* cf. *platyurus*
	Нижняя зиемельская	*Megistaspis gigas* *M.* cf. *obtusicauda*
	Шюпильская	*Asaphus raniceps*
Циецерская	Шакинская	*Asaphus* ex gr. *expansus*
	Крюкайская	*Megistaspis limbata*
Зебреская	Зантеская Калвенская Зирниская	*Megistaspis estonica* *Megalaspides dalecarlicus* *Megistaspis planilimbata*
	Кумбриская Лутриньская	*Ceratopyge forficula*

Таблица 5

Распространение трилобитов в ордовикских отложениях Западной структурно-фациальной зоны

Виды трилобитов	Горизонт	A_{III}	B_I	B_{II}	B_{III}	C_Ia	C_Ib	C_Ic	C_{II}	$C_{III}-D_I$	D_{II}	D_{III}	E	F_Ia	F_Ib	F_Ic				F_{II}				
	Свита		зебреская			цицерская	балдонская		стирнаская	таурупская	дрейманская	адзеская	блиденская	моссенская	воореская		фякаская	юнсторпская	елгавская	паровейская		куйлиская	куллигская		салдусская
	Пачка	лутриньская	кумбриская	зириниская	калвенская	зантесская	крюкайская	шакинская	шюпильская	земельская нижняя	земельская верхняя					«черные аргиллиты»	приекульская	скрундская	пазкнаская	саульяская			гейджюнская	гульбинская	смильгяйская		бернатская	эдольская	цилтенская	броценская
1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Ceratopyge forficula (Sars)		+																													
Remopleurides wimani Thorslund																		+	+	+											
Otarion cf. *planifrons* (Eichwald)																+															
Nileus cf. *exarmata* Tjernvik						+																									
N. armadillo Dalman								+	+	+																					
N. cf. *armadillo* Dalman												+	+	+																	
Symphysurus angustatus (Sars et Boeck)			+	+	+	+	+																								

Продолжение таблицы 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Niobe aff. *imparilimbata* (Bohlin)				+																											
N. explanata Angelin							+	+																							
N. laeviceps Dalman							+	+																							
N. aff. *frontalis* (Dalman)							+	+																							
Megistaspis planilimbata (Angelin)			+																												
M. scutata (Tjernvik)				+																											
M. estonica (Tjernvik)					+																										
M. limbata (Boeck)						+	+																								
M. cf. *limbata* (Boeck)						+	+																								
M. aff. *limbata* (Boeck)						+	+																								
M. cf. *hyorrhina* (Leucht)							+	+																							
M. aff. *acuticauda* Angelin							+																								
M. cf. *bombifrons* Bohlin							+	+																							
Megistaspis cf. *spinulata* Bohlin							+	+																							
M. cf. *heros* Dalman							+	+																							
M. gigas Angelin									+																						
M. aff. *obtusicauda* Angelin									+																						
Asaphus raniceps Dalman							+	+																							
A. ex. gr. *expansus* Bohlin							+	+																							
A. cf. *platyurus* Angelin										+																					
A. lepidus Törnquist											+	+																			
A. ludibundus Törnquist													+	+																	
A. cf. *ludibundus* Törnquist													+	+																	

Ogmasaphus cf. *praetextus* Törnquist												+	+	+																	
O. cf. *costatus* Jaanusson											+	+																			
Pseudasaphus cf. *perstriatus* Bohlin									+																						
P. aciculatus (Angelin)											+	+																			
P. tecticaudatus (Steinhardt)											+	+																			
Pseudobasilicus? brahyracis Törnquist											+	+																			
Pseudomegalaspis patagiata (Törnquist)											+	+																			
Ptychopyge aff. *excavatozonata* Angelin					+																										
P. cf. *applanata* Angelin					+	+	+																								
P. aff. *applanata* Angelin					+																										
P. angustifrons Angelin					+	+	H																								
P. aff. *angustifrons* Angelin					+	+	H																								
P. aff. *multicostata* Angelin					+	+	H																								
P. limbata Angelin							+	+																							
Megalaspides cf. *dalecarlicus* (Holm)				+																											
Borogothus stenorhachis (Angelin)			+																			+	+				+	+			
Brachyaspis laevigata (Angelin)																		+	+												
Stygina cf. *latifrons* Warburg																															
Raymondaspis limbata (Angelin)								+																							
R. cf. *limbata* (Angelin)							+	+																							
R. nitens (Wiman)												+	+	+																	
Illaenus aduncus Jaanusson								+	+																						

Окончание таблицы 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
I. cf. *esmarckii* Jaanusson									+																						
I. schroeteri (Schlotheim)											+																				
I. cf. *schmidti* Nieszkowskii												+																			
I. intermedius Holm												+																			
I. stacyi Holm											+	+																			
I. cf. *kuckersianus* Holm													+																		
Platillaenus cf. *ladogensis* (Holm)							+	+																							
Panderia parvula (Holm)														+																	
P. megalophtalma (Linnarsson)																						+	+	?	+	?	+				
Platylichas aff. *laxatus* (M'Coy)															+		+	+	+												
Acidaspis cf. *dalecarlicus* Wiman																	+	+	+												
Primaspis cf. *evolutus* (Törnquist)																+	+	+	+												
Flexicalymene jemtlandica Thorslund															+	+	+														
Flexicalymene n. sp.																	+	+	+												
Brongniartella platynota (Dalman)																													+		+
Dalmanitina mucronata (Brongniart)																													+		+
Pterygometopus aff. *sclerops* Dalman							+	+																							
Estoniops cf. *alifrons* (M'Coy)															+																
Chasmops cf. *odini* (Eichwald)													+																		
C. cf. *conicophtalmus* (Boeck)														+																	

C. cf. *extensus* (Boeck)															+																
C. n. sp.																	+	+	+												
Pliomera fischeri (Eichwald)							+	+	+																						
Cyrtometopus cf. *affinis* Angelin							+	+																							
Nieszkowskia sp.												+																			
Dindymene longicaudata Kielan																						+	+	?	?	?	+				
Atractopyge dentata Esmarck												+																			
Ampyx cf. *pater* Dalman					+	+																									
A. cf. *obtusus* Moberg et Segerberg					+																										
A. cf. *mammilatus* Sars					+	+	+																								
A. nasutus Dalman							+																								
A. costatus (Boeck)													+																		
Lonhodomas rostratus (Sars)												+	+	+	+	+	+	?	?	+	+										
L. cf. *tetragonus* Angelin																+	+	+	+	+											
Tretaspis cf. *ceriodes* (Angelin)																+															
T. seticornis (Hisinger)																+	+	+	+	?	+										
T. latilimba (Linnarsson)																						+	+	?	?	?	+				
T. granulata (Wahlenberg)																						+	+	?	?	?	+				
T. sp.																					+	+	+	?	?	?	+				
Trinucleus cf. *foveolatus* Angelin											+	+																			

Примечание. Здесь и в табл. 8, 9, 14, 15, 18, 19 буква «н» обозначает, что вид встречен в нижней, буква «в» — в верхней части стратона.

Таблица 6

Распространение трилобитов в ордовикских отложениях Восточной структурно-фациальной зоны

Виды трилобитов	Горизонт														
	B_I	B_{II}	B_{III}			C_Ia	C_Ib	C_Ic	C_{II}			C_{III}–E			
	Свита														
		драйсейкская		бичюнская	рокишкская	даугавпилсская						межциемская			
	Пачка														
	пяйтеская					кодупская	вайдленская	вижунская	краштайская	кряуносская	сартайская	швянтупская	ауляйская	вилучайская	лукштайская
Nileus cf. *armadillo* Dalman								+	+	+					
Megistaspis cf. *limbata* (Boesk)			+												
M. cf. *gigas* Angelin						+									
Asaphus ex gr. *expansus* Dalman				+											
Asaphus (Neoasaphus) cf. *lepidus* Thorslund								+	+						
A. (N.) cf. *ludibundus* Törnquist										+	+				
Pseudasaphus aciculatus (Angelin)								+	+						
Pseudomegalaspis patagiata Jaanusson								+	+						
Ptychopyge sp. *indet.*			+												
Raymondaspis sp.								+	+						
Illaenus sp.								+	+						
Panderia cf. *parvula* Holm										+	+	+			
Estoniops bekkeri Männil									+	+	+	+			
Chasmops cf. *extensus* Boeck												+	+		
Ch. wesenbergensis (Schmidt)												+	+		
Atractopyge dentata Esmarck												+	+		

ТРИЛОБИТЫ В СРЕДНЕМ ОРДОВИКЕ

Трилобитовые комплексы, приуроченные к среднеордовикским образованиям, отличаются большим диапазоном вертикального распространения и поэтому менее пригодны для детальной стратиграфии. Так, все виды, появившиеся на рубеже нижнего и среднего ордовика в Западной структурно-фациальной зоне, характерны как для начинающих средний отдел ордовика красновато-бурых известняков верхней зиемельской пачки балдонской свиты, так и для пестроокрашенных глинистых известняков стирнаской и залегающих выше серых известняков таурупской свит. Единственным видом, типичным только для верхней зиемельской пачки, является редко встречаемый трилобит азерискоro возраста *Asaphus (Neoasaphus)* cf. *platyurus,* определенный Р. М. Мяннилем [1963;

Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968]. В состав типичного для нижней части среднего ордовика (стирнаской и таурупской свит) комплекса трилобитов входят виды *Asaphus* (*Neoasaphus*) *lepidus, Illaenus schroeteri, I. intermedius, Pseudasaphus aciculatus, P. tecticaudatus, Pseudobasilicus? brachyracis, Pseudomegalaspis patagiata, Lonchodomas rostratus, Nileus* cf. *armadillo* и др. Р. М. Мяннилем, кроме названных, определены виды *Raymondaspis nitens, Trinucleus* cf. *foveolatus, Ogmasaphus* cf. *costatus, Illaenus stacyi.*

К залегающим выше серым волнисто-слоистым известнякам дрейманской свиты приурочен комплекс трилобитов, содержащий виды, главным образом унаследованные от нижележащих отложений: *Lonchodomas rostratus, Raymondaspis nitens, Nileus* cf. *armadillo, Ogmasaphus* cf. *praetextus.* Обновление трилобитового сообщества проявляется в развитии *Asaphus* (*Neoasaphus*) *ludibundus* и *Ampyx costatus,* а также, по данным Р. М. Мянниля [1963; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968], — *Chasmops* cf. *odini* и *Illaenus* cf. *kuckersianus.* Вид *A.* (*N.*) *ludibundus* типичен и для вышележащей адзеской свиты. К последней кроме *A.* (*N.*) *ludibundus* и прослеживающихся с подстилающих отложений *Lonchodomas rostratus, Ogmasaphus* cf. *praetextus,* по данным Р. М. Мянниля, приурочены *Chasmops* cf. *conicophtalmus, Panderia parvula.* Для более дробной стратификации толщи значение, по-видимому, имеют лишь виды *Illaenus schroeteri, I. intermedius, Lonchodomas rostratus.* Уровень исчезновения первого и появления двух последних видов, проходящий по контакту стирнаской и таурупской свит, по всей вероятности, совпадает с границей ласнамягиского и ухакуского горизонтов [Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968].

Значительное обновление трилобитового комплекса в Западной структурно-фациальной зоне приурочено к подошве зеленовато-серых мергелей, выделенных в блиденскую свиту. С этого уровня начинает развитие вид *Flexicalymene jemtlandica,* который наряду с унаследованным от нижележащих образований *Lonchodomas rostratus* резко преобладает в трилобитовом комплексе. Кроме этих видов, Р. М. Мянниль указал на присутствие в блиденских мергелях *Otarion* cf. *planifrons, Estoniops* cf. *alifrons, Chasmops* cf. *extensus.*

Зеленовато-серые блиденские мергели перекрываются в Западной структурно-фациальной зоне «черными аргиллитами» моссенской свиты, содержащими наряду с *Flexicalymene jemtlandica, Lonchodomas rostratus* трилобит *Tretaspis seticornis,* а также, по данным Р. М. Мянниля, — *Tretaspis* cf. *ceriodes, Primaspis* cf. *evolutus.* Эти виды прослеживаются и выше, в приекульских мергелях моссенской свиты.

Отложения среднего ордовика Восточной структурно-фациальной зоны отличаются резко сокращенным содержанием трилобитов; в даугавпилсской свите, имеющей ласнамягиский+ухакуский и кукрузеский возраст и залегающей в нижней части разреза среднего отдела ордовика, сохраняется сходство трилобитовых комплексов с известными из Западной структурно-фациальной зоны. Здесь встречены *Pseudasaphus aciculatus, Pseudomegalaspis patagiata, Asaphus* (*Neoasaphus*) cf. *lepidus, Nileus* cf. *armadillo.* Со средней части межциемской свиты, перекрывающей даугавпилсскую, наблюдается дифференциация трилобитовых сообществ обеих структурно-фациальных зон. В нижней части

межциемской свиты еще распространены общие с Западной структурно-фациальной зоной виды *Asaphus* (*Neoasaphus*) *ludibundus* и *Atractopyge dentata*, в то время как в верхней части межциемского трилобитового сообщества явно преобладают представители рода *Chasmops* (*Ch. extensus, Ch. wesenbergensis*) и отсутствуют типичные «западные» виды *Flexicalymene jemtlandica, Lenchodomas rostatus*.

ТРИЛОБИТЫ В ВЕРХНЕМ ОРДОВИКЕ

Верхнеордовикские отложения охарактеризованы трилобитами только в пределах Западной структурно-фациальной зоны. В воореской свите присутствуют главным образом унаследованные среднеордовикские трилобиты. Среди них преобладают *Tretaspis seticornis* и *Lonchodomas rostratus*, которые прослеживаются и в вышележащей фякаской свите. Кроме этих видов, в воореской свите определены *Acidaspis* cf. *dalecarlicus, Platylichas* aff. *laxatus, Remopleurides wimani*. Р. М. Мянниль [1963; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968] указывает на присутствие *Chasmops* n. sp., *Flexicalymene* n. sp., *Stygina* cf. *latifrons*.

Полное изменение облика трилобитовой фауны наблюдается в основании красновато-бурых мергелей и известняков юнсторпской свиты. Здесь начинают развитие *Tretaspis latilimba, T. granulata, Brachyaspis laevigata, Dindymene longicaudata*. Часто встречается *Panderia megalophtalma*. Названный комплекс типичен также для вышележащих елгавской, паровейской и куйлиской свит. К венчающим ордовик Западной структурно-фациальной зоны кулдигской и салдусской свитам приурочены *Dalmanitina mucronata* и *Brongniartella platynota*.

ОСТРАКОДЫ

Общие сведения. Остракоды играют значительную роль в составе фаунистических комплексов ордовика Латвии. Они содержатся в преобладающем большинстве литологических разностей пород и характеризуют все (за исключением самых древних) стратиграфические подразделения ордовика Латвии, а географический ареал их распространения охватывает всю территорию республики. Большая стратиграфическая значимость этой группы ископаемых органических остатков, выражающаяся в возможности выделения погоризонтных и зональных комплексов, была доказана на соседних территориях [Сарв Л. И., 1959, 1963; Сидаравичене Н. В., 1971, 1976] и подтвердилась при изучении остракод ордовика Латвии.

Из ордовикских отложений характеризуемой территории известно около 150 видов остракод, принадлежащих к 74 родам и 13 семействам (табл. 7). Изучение ордовикских остракод Латвии начато А. И. Нецкой [1952, 1958, 1966], Л. И. Сарвом (цит. по [Мянниль Р. М., 1963; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968]) и продолжено в Отделе геологии Латвии ВНИИморгео [Гайлите Л. К., 1970—1973, 1975 а, в; Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж., 1975].

Таблица 7

Систематический состав ордовикских остракод Латвии

Отряд	Надсемейство	Семейство	Подсемейство	Род	Кол-во видов
1	2	3	4	5	6
Palaeocopa	Eurychilinacea	Eurychilinidae	Eurychilininae	*Ampletochilina*	1
			Chilobolbininae	*Chilobolbina*	1
				Laccochilina	1
				Platybolbina	2
			Oepikellinae	*Oepikella*	1
		Piretellidae	Piretellinae	*Piretella*	6
				Piretia	1
				Uhakiella	5
			Tvaerenellinae	*Tvaerenella*	1
				Euprimites	5
				Bichilina	2
				Hesperidella	1
				Bolbina	2
		Bassleratiidae	Quadrijugatorinae	*Protallinnella*	1
				Tallinnellina	1
				Tallinnella	3
				Tallinnopsis	4
				Rakverella	1
				Rigidella	1
				Steusloffia	6
				Pseudostrepula	1
				Henningsmoenia	1
				Sigmoopsis	6
				Glossomorphites	2
				Ogmoopsis	5
				Polyceratella	2
				Sigmobolbina	6
				Oecematobolbina	3
				Severella	1
				Pseudotallinnella	1
				Brevibolbina	2
				Distobolbina	1
				Disulcina	1
				Pentagona	1
				Vitella	1
		Hollinidae	Ctenoloculininae	*Parabolbina*	1
			Hollininae	*Grammolomatella*	1
				Eolomatella	1
				Tetradella	3
				Foramenella	1
				Perspicillum	1
				Airina	2

Окончание таблицы 7

1	2	3	4	5	6
Palaeocopa		Leperditellidae		*Consonopsis*	1
				Leperditella	1
				Pedomphalella	1
				Trianguloschmidtella	2
				Conchoprimitia	2
				Pinnatulites	1
				Parapyxion	4
				Easchmidtella	1
				Pyxion	1
		Aechminidae		*Aechmina*	1
	Primitiopsacea	Primitiopsidae	Bubnoffiopsinae	*Bubnoffiopsis*	1
	Leperditellacea	Primitidae		*Primitiella*	2
				Laccoprimitia	3
				Neotsitrella	2
				Neoprimitiella	1
				Rectella	2
				Ancora	1
		Drepanelliidae		*Ulrichia*	4
				Drepanella ?	1
				Warthinia	1
				Pseudulrichia	1
				Bollia	2
				Kinnekullea	5
				Klimphores	7
				Parphores	1
		Cryptophyllidae		*Cryptophyllus*	1
	Kloedenellacea	Perprimitidae		*Jonesina* ?	2
Podocopida	Healdiacea	Healdiidae		*Microcheilinella*	3
				Medianella	1
	Bairdiacea	Bairdiidae		*Arcuaria*	1
				Steusloffina	1
				Nanopsis	1

ОСТРАКОДЫ В НИЖНЕМ ОРДОВИКЕ

Остракодовые сообщества, представленные в нижнеордовикских отложениях Латвии, характеризуются развитием многочисленных особей при небольшом систематическом разнообразии форм. Для них типично сходство видового состава комплексов терригенно-карбонатной Западной структурно-фациальной и Восточной карбонатной зон.

В Западной структурно-фациальной зоне появление остракод приурочено к верхней части зебреской свиты, откуда Л. И. Сарвом из керна скважин Стури-8 и Блидене-5 определены виды *Nanopsis* cf. *nanella,*

Tallinnellina primaria и *Conchoprimitia* cf. *gammae*. Два последних вида прослеживаются и в вышележащей цицерской свите, в которой, кроме того, встречены остракоды *Ogmoopsis bocki, O.* cf. *tenuilimbata, O. acuta, O. vesperi, Rigidella mitis* и *Conchoprimitia* cf. *meganotifera* волховского возраста.

В цицерской свите появляется комплекс остракод, продолжающийся в отложениях балдонской свиты и включающий виды *Protallinnella grewingkii, Glossomorphites? lingua, G.? grandispinosa, Steusloffia polynodulifera, S. acuta* и *S. levis*.

Некоторое обновление остракодовых сообществ, проявляющееся в исчезновении присущих нижней половине цицерской свиты остракод *Ogmoopsis bocki, O. acuta, Rigidella mitis, Tallinnellina primaria* и других, свидетельствующих о волховском возрасте, и появлении кундаских видов *Pinnatulites procera, Primitiella fastidiosa*, происходит в подошве шакинской пачки цицерской свиты. Л. И. Сарвом (цит. по [Мянниль Р. М., 1963]) указано на наличие в этих отложениях остракод *Protallinnella grewinkgii, Conchoprimitia gammae, Steusloffia acuta, S. levis, S. polynodulifera, Glossomorphites ? grandispinosa, Sigmobolbina simplex, Pinnatulites procera, Tallinnella marchica* (табл. 8).

Отложения, начинающие разрез ордовика в Восточной структурно-фациальной зоне, выделенные в драйсейкскую и бичюнскую свиты, содержат виды остракод, которые определяют волховский—кундаский возраст отложений: *Conchoprimitia gammae, Steusloffia polynodulifera, Ogmoopsis variabilis, O.* aff. *vesperi, Sigmobolbina* aff. *sigmoidea* (табл. 9). В бичюнской свите и нижней юодупской пачке вышележащей рокишкской свиты встречен вид *Pinnatulites procera,* типичный для кундаских отложений.

Смена остракодовых комплексов имеет первостепенное значение для установления границы нижнего и среднего отделов ордовика, проходящей в литологически однородной толще.

В Западной структурно-фациальной зоне граница отделов приурочена к средней части зиемельской пачки балдонской свиты, и разновозрастность верхней и нижней частей пачки послужила причиной выделения, соответственно, нижней и верхней зиемельских пачек. В Восточной зоне граница нижнего и среднего ордовика прослеживается в подошве вайдленской пачки рокишкской свиты и характеризуется сменой нижнеордовикских видов среднеордовикскими *Piretella tridactyla, Euprimites effusus* и др. Единственным видом, общим для нижне- и среднеордовикских отложений, является *Tallinnella marchica.*

ОСТРАКОДЫ В СРЕДНЕМ ОРДОВИКЕ

Нижняя часть среднеордовикских отложений характеризуется почти полной видовой идентичностью остракодовых комплексов двух структурно-фациальных зон, отмечается лишь некоторое обеднение их в Восточной структурно-фациальной зоне. Дифференциация видового состава, вызванная, очевидно, различиями условий обитания и затруднившая корреляцию отложений, проявляется в верхней части среднего ордовика Латвии.

Отложениям верхней зиемельской пачки балдонской свиты, начинающим средний ордовик Западной структурно-фациальной зоны,

Таблица 8

Распространение остракод в ордовикских отложениях Западной структурно-фациальной зоны

Виды остракод	Горизонт	A_{III}	B_I	B_{II}	B_{III}	C_1a	C_1b	C_1c	C_{II}	C_{III}—D_I	D_{II}	D_{III}	E	F_1a	F_1b	F_1c	F_{II}
	Свита	зебреская		цицерская	балдонская		стирнаская	таурупская	дреймanская	адзеская	блиденская	моссенская		воореская	фякаская	юнсторпская, елгавская, паровейская, гейджюнская, гульбинская, смильгяйская	куйлиская, кулдигская, салдусская
	Пачка	лутриньская	кумбриская	зириская	калвенская, зантеская, крюкайская, шакинская, шюпильская, зиемельская нижняя, зиемельская верхняя								«черные аргиллиты», приекульская	скрундская	паэкиаская	сауньяская	бериатская, эдольская, пилтенская, броценская
1		2	3	4	5, 6, 7, 8, 9, 10, 11		12	13	14	15	16		17, 18	19	20	21	22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32
Chilobolbina lativelata Jaanusson						+											
Piretella tridactyla Jaanusson						+											
P. cf. *tridactyla* Jaanusson									+								
P. margaritata Öpik									+								
P. triebeli Schallreuter										+	+						
P. acmaea Öpik													+	+	+	?	?
P. velata Gailite													+	+	+	?	?
Piretia geniculata Jaanusson						+											
Uhakiella coelodesma Öpik							+	+									
U. kohtlensis Öpik							+	+	+	+							
U. pumila Öpik							+	+									
U. granulifera (Ulrich et Bassler)									+	+							
U. magnifica Sarv													+	+	+	?	?
Tvaerenella expedita Sarv																	
Euprimites mediana (Neckaja)						+	+	+									
E. effusus Jaanusson						+	+	+									
E. bursa (Krause)							+	+									
E. eutropis (Öpik)							+	+									
E. locknensis Thorslund									+	+							
Hesperidella esthonica (Bonnema)									+	+							
Protallinnella grewinkgii (Bock)					+	+	+										
Tallinnellina primaria (Öpik)				+	+	+											
Tallinnella marchica (Krause)					+	+	+	+									
T. angustata (Krause)							+	+	+								
T. reticulata Sarv									+								
Tallinnopsis perplana Neckaja									+								
T. iewica Neckaja										+	+						
Rigidella mitis (Öpik)					+												
Steusloffia acuta (Krause)						+	+										
S. levis Sarv						+	+										
S. polynodulifera Hessland						+	+	+									
S. linnarssoni (Krause)								+	+								
S. rigida Öpik								+	+								
S. costata Linnarsson									+	+							
Henningsmoenia gunnari (Thorslund)										+	+						
Sigmoopsis perpunctata Öpik								+	+								
S. cf. *perpunctata* Öpik									+	+							
S. cf. *platyceras* Öpik								+	+								
S. obliquejugata (Schmidt)									+								
S. rostrata (Krause)										+	+						

Продолжение таблицы 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Vittella invasa Sidaravichene																	+	+	+												
Glossomorphites ? *lingua* Hessland						+	+	+	+																						
G. ? *grandispinosa* (Hessland)						+	+	+	+																						
Ogmoopsis bocki (Öpik)						+																									
O. cf. *tenuilimbata* (Hessland)						+																									
O. acuta (Hessland)						+																									
O. vesperi Sarv						+	+																								
Sigmobolbina simplex (Krause)						+	+	+																							
S. variolaris (Bonnema)											+	+	+																		
S. porchowiensis Neckaja														+																	
S. camarota Jaanusson															+	?	+	+	+	?	?	+	+	?	?	?	+	+			
S. kolkaensis Gailite																	+	+	+												
S. pictis Neckaja														+								+	+								
Oecematobolbina latonoda Schallreuter														+																	
O. edolensis Gailite																	+	+	+	?	?	+	+								
Severella kuckersiana (Bonnema)													+																		
Brevibolbina ? *porkuniensis* (Stumbur)																													+		
Parabolbina primitiva Sarv																						+	+								
Grammolomatella vestrogothica Henningsmoen															+	?	+	+	+	?	?	+	+								
Leperditella globosa Sarv																						+	+		+		+				
L. gutta Öpik												+	+																		
Pedomphalella egregia (Sarv)														+	+																
Conchoprimitia gammae Öpik						+	+	+	+																						
C. cf. *gammae* Öpik					+	+	+																								
C. cf. *meganotifera* Hessland						+																									

Pinnatulites procera Kummerow							+	+	+																						
Parapyxion subovatum Thorslund															+	+	+	+	+												
P. dizrungensis Gailite															+	+	+	+	+												
P. ? *bernatiensis* Gailite															+	+	+	+	+			+	+								
P. nuda (Neckaja)																												+	+		
Easchmidtella fragosa (Neckaja)														+	+	+	+	+	+												
Aechmina ciecerensis Gailite																													+		+
Primitiella fastidiosa Sarv							+	+	+																						
P. ansiensis Gailite															+	+	+	+	+	?	+										
Laccoprimitia cf. *nigra* Henningsmoen																+															
L. cf. *binodosa* Henningsmoen																	+	+	+	?	+	+	+	+							
Neoprimitiella plavinensis Gailite																							+	+							
Rectella sturiensis Gailite																												+	+	+	
Ancora confragosa (Gailite)																												+	+		+
Ulrichia celebrata Gailite																							+	+							
U. lauta Gailite																							+	+							
U. cf. *macronodosa* Henningsmoen																							+	+							
Drepanella ? *pauxilla* Gailite																													+		
Warthinia minuta Gailite																							+	+							
Pseudutrichia norvegica Henningsmoen																													+		
Bollia mezmalensis Gailite																													+		
B. mezvagarensis Gailite																													+		+
Kinnekullea hesslandi Henningsmoen															+	+	+	+	+												
K. thorslundi Henningsmoen															+	+	+	+	+				+	+							
K. cf. *hofsteini* (Henningsmoen)																	+														
K. waerni Henningsmoen																		+	+	+	?	?	+	+							

Окончание таблицы 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
K. henningsmoeni Neckaja																						+	+				+				
K. martinssoni Gailite																						+	+				+				
Klimphores ansiensis Gailite								+	+																						
K. plienkalnensis Gailite													+	+	+																
K. holdrensis Gailite														+	+																
K. bimembris Gailite														+	+	?	+	+	+												
K. cf. *simplex* (Neckaja)														+	+																
K. minimus (Sarv)															B	+	H														
K. priekulensis Gailite																	+	+	+	?	?	+	+								
Cryptophyllus gutta Schallreuter																	+	+	+	?	?	+	+								
Jonesina ? cf. *modesta* Henningsmoen																												+	+		
Jonesina ? cf. *nodosa* Henningsmoen																												+	+		
Microcheilinella blidenensis Gailite																	+	+	+	+	+	+	+	?	?	?	+				
M. kandavensis Gailite																						+	+	?	+	?	+				
M. lubrica (Stumbur)																						+	+								
Arcuaria sineclivula Neckaja																	+	+	+			+	+	?	+	?	+				
Nanopsis cf. nanella Moberg				+	+																										

Таблица 9

Распространение остракод в ордовикских отложениях Восточной структурно-фациальной зоны

Виды остракод	Горизонт	A_{II}	B_I	B_{II}	B_{III}	C_Ia	C_Ib	C_Ic	C_{II}	C_{III}—D_{II}	D_{III}	E—F_Ia	F_Ib	F_Ic	F_{II}
	Свита	каллавереская	лээтсеская	дайсейкская	бичюнская	рокишкская	даугавпилсская			межциемская		воореская	мейлунская	сведасайская	моэская	халликуская	балтинавская	укмяргская	лудзаская	адиаская	тауценская
	Пачка	салантайская		пийтеская			юодупская	вайдленская	вижунская	краштайская	кряуносская	сартайская	швянтупская	ауляльская	вилучайская	лукштайская									
1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Ampletochilina frequens (Steusloff)																					+			+	+			
Laccochilina decumana (Bonnema)												+	+	+														
Platybolbina orbiculata Sarv																									+	+		
P. temperata Sarv																	+	+										
Oepikella luminosa (Öpik)																					+							
Piretella tridactyla Jaanusson										+																		
P. cf. *tridactyla* Jaanusson													+	+														
P. triebeli Schallreuter															+	+	+											
P. margaritata Öpik											+	+	+															
P. acmaea Öpik																			B	+							+	
P. velata Gailite																					+	+						
Uhakiella coelodesma Öpik											+	+																

Продолжение таблицы 9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
U. kohtlensis Öpik										+	+	+	+														
U. pumila Öpik										+	+																
U. granulifera (Ulrich et Bassler)												+	+														
U. magniftca Sarv																			+	+				+	+	+	
Tvaerenella longa (Sarv)																	+	+									
T. expedita Sarv																				+			+	+	+	+	
T. pretiosa Sarv														+	+	+	+										
Euprimites effusus Jaanusson									+	+	+																
E. bursa (Krause)										+	+																
E. locknensis Thorslund											+	+	+														
E. kahalaensis Sarv																	+	+									
Bichilina prima Neckaja														+	+	+											
B. ? *posterovelata* Sarv																	+	+									
Hesperidella esthonica (Bonnema)														+	+	+											
Bolbina major (Krause)																	+	+									
B. cf. *minor* (Krause)																	+	+									
B. rakverensis (Sarv)																?	+	+									
Tallinnella cf. *marchica* (Krause)									+																		
T. angustata (Krause)										+	+																
Tallinnopsis iewica (Neckaja)														+	+	+											
T. ovalis Sarv																+	+										
T. ordinata Sarv																+	+										
T. memorabilis (Neckaja)														+	+												
T. cf. *iewica* Neckaja																+	+	+									
T. perplana Neckaja													+	+	+	+	+										
Steusloffia polynodulifera Hessland				+	+	+	+	+																			
S. linnarssoni (Krause)										+	+																
S. costata Linnarsson												+	+	?													
Pseudostrepula asymmetrica Neckaja																+											
Henningsmoenia gunnari (Thorslund)														+	+												
Sigmoopsis perpunctata Öpik									+	+																	
S. cf. *perpunctata* Öpik											+	+	+	+	H												

S. rostrata (Krause)														+	+	+	+										
S. granulata (Sarv)																	+	H									
S. cornuta (Krause)														+	+	+	+										
S. platyceras (Öpik)														+	+												
S. cf. *platyceras* (Öpik)													+	+	+	+											
Ogmoopsis variabilis Sarv				+	+	+	+	+																			
O. aff. *vesperi* Sarv				+	+	+	+	+																			
Polyceratella kuckersiana (Bonnema)										+	+	+															
P. aluverensis Sarv														+	+	+	+										
P. bicornis Sarv														+	+												
Sigmobolbina aff. *sigmoidea* Jaanusson				+	+	+	+	+																			
S. variolaris Bonnema										+	+	+															
S. camarota Jaanusson																								+		+	
S. kolkaensis Gailite																		+	+								
Oecematobolbina cetona Schallreuter																			+			+					
Pseudotallinnella regalis Neckaja																	+	H									
Brevibolbina dimorpha Sarv																		B	+	+							
B. amabilis Sarv														+	+	+											
B. dimorpha altonodosa Sarv																				+			+	+	+	+	
Distobolbina nabalaënsis Sarv																		B	+	+			+				
Disulcina perita Sarv																	+	H									
D. explicata Sarv																		+	+								
Pentagona veloreducta Schallreuter														+	+												
P. pentagona (Jaanusson)														+	+												
Severella kuckersiana (Bonnema)											+	+	+														
S. severa (Sarv)														+	+	+											
Vittella invasa Sidaravichene																		B		+							
Grammolomatella vestrogothica Henninsmoen																			+	?	B		H	H	?	+	
G. veterrima Schallreuter														+	+												
Tetradella litwiensis Neckaja																	+	+	+	+	B		H	+	+	+	
T. egorowi Neckaja																	+	+	+	+				+			
T. consona Sarv														+	+	+	+										
Foramenella parkis (Neckaja)																								+	+	+	
Perspicillum sp.														+	+												
Airina mezciemensis (Gailite)																					+					+	

Окончание таблицы 9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
A. cornuta Neckaja																			+	+				+			
Leperditella globosa Sarv																			+	+	+	+	+	+	+	+	
Pedomphalella egregia (Sarv)														+	+												
Trianguloschmidtella torrida Sidaravichene														+	+	+	+										
T. triangulata Sarv														+	+	+	+										
Conchoprimitia gammae Öpik				+	+	+	+	+																			
Pinnatulites procera Kummerow						+	+	+																			
Parapyxion subovatum Thorslund																	+	H									
Easchmidtella fragosa Neckaja														+	+	+	+	+	+								
Pyxion nitidium Sarv														+	+	+											
Bubnoffiopsis incognitus Sidaravichene																		B	+	+	+	+					
Neotsitrella bisulcata Sarv														+	+												
N. longata (Sarv)																+											
Neoprimitella plavinensis Gailite																					+	+	+				
Rectella nais Neckaja																					+	+	+				
Ulrichia ? *tapaënsis* Sarv																		+	+		+	+					
Klimphores bimembris Gailite											+	+	+														
K. plienkalnensis Gailite														+	+	+	+	+	+								
K. minimus Sarv																	+										
K. holdrensis Gailite																	+	+									
K. digitatus Schallreuter														+	+												
Cryptophyllus gutta Schallreuter																			+	+			+	+	+		
Parphores fastigatus Schallreuter																				+							
Microcheilinella blidenensis Gailite																				+			+				
Medianella aequa K. Stumbur																				+					+	+	
Steusloffina cuneata Steusloff																		B	+	+	+	+	+	+	+	+	
S. radiculosa Neckaja															+	+	+										

свойственно присутствие стратиграфически ценных видов остракод с узким вертикальным диапазоном распространения: *Piretella tridactyla, Chilobolbina lativelata, Piretia geniculata*, подтверждающих азериский возраст пород. В верхней части верхней зиемельской пачки существует унаследованный от нижнего ордовика вид *Tallinnella marchica* и начинают развитие виды *Tallinnella angustata* и *Euprimites effusus*, прослеживающиеся в более молодые отложения стирнаской и таурупской свит. В стирнаской свите, кроме того, появляется комплекс остракод ласнамягиского—ухакуского возраста, представленный видами *Sigmoopsis perpunctata, Steusloffia linnarssoni, S. rigida, Uhakiella coelodesma, U. kohtlensis, U. pumila, Euprimites bursa* и др. Названные виды прослеживаются и в вышележащей таурупской свите, два первых из них являются достаточно надежными видами-индексами одноименной остракодовой зоны, охватывающей стирнаскую и таурупскую свиты, соответствующие ласнамягискому и ухакускому горизонтам [Сидаравичене Н. В., 1976] (табл. 10). По данным Л. И. Сарва, к характеризуемым отложениям приурочены виды *Euprimites eutropis, Leperditella gutta.*

Таблица 10

Соотношение местных стратонов и диапазонов распространения руководящих видов остракод Западной структурно-фациальной зоны

Свита	Пачка	Остракоды
Салдусская Кулдигская		*Bollia mezvagarensis* *B. mezmalensis* *Aechmina ciecerensis*
Куйлиская Паровейская Елгавская Юнсторпская		*Tvaerenella expedita*
Фякаская Вооpеская Моссенская Блиденская		*Primitiella ansiensis* *Parapyxion subovatum*
Адзеская Дрейманская		*Pedomphalella egregia* *Steusloffia costata* *Tallinnella reticulata*
Таурупская Стирнаская		*Steusloffia linnarssoni* *Sigmoopsis perpunctata*
Балдонская	Верхняя зиемельская	*Piretella tridactyla*
	Нижняя зиемельская Шюпильская	*Pinnatulites procera*
Циецерская	Шакинская	
	Крюкайская	*Tallinnellina primaria*
Зебреская	Зантеская Калвенская Зирниская Кумбриская Лутриньская	

С подошвы дрейманской свиты, перекрывающей таурупские известняки, начинает развитие новый комплекс остракод, содержащий наряду с унаследованными от нижележащих отложений *Uhakiella kohtlensis, Steusloffia rigida, Sigmobolbina variolaris, Sigmoopsis* cf. *platyceras* и переходящими в более молодые образования адзеской свиты *Uhakiella granulifera, Steusloffia costata, Euprimites locknensis, Hesperidella esthonica* виды, типичные только для данных отложений: *Tallinnopsis perplana, Severella kuckersiana, Sigmoopsis obliquejugata, Tallinnella reticulata* и др. Виды *Tallinnopsis perplana* и *Tallinnella reticulata* выделены Н. В. Сидаравичене [1976] в качестве зональных для отложений, относящихся к кукрузескому горизонту. Следует указать на большое стратиграфическое значение смены в разрезе видов *Steusloffia linnarssoni* и *S. costata,* которая совпадает с контактом таурупской и дрейманской свит и обозначает границу ухакуского и кукрузеского горизонтов.

Очередное обновление в сообществе остракод Западной структурно-фациальной зоны приурочено к адзеской свите. Оно проявляется в развитии совместно с унаследованными от дрейманской свиты видами *Uhakiella kohtlensis, Steusloffia costata, Euprimites locknensis* остракод *Pedomphalella egregia, Piretella triebeli, Oecematobolbina latonoda, Sigmoopsis rostrata,* типичных для адзеской свиты. К отложениям адзеской свиты приурочено появление представителей рода *Klimphores* — *K. holdrensis, K. bimembris, K.* cf. *simplex* и остракод *Easchmidtella fragosa, Henningsmoenia gunnari,* прослеживающихся и в вышележащих блиденских образованиях. В подошве последних появляются виды, характерные для отложений в целом, венчающих средний ордовик Западной структурно-фациальной зоны: *Kinnekullea hesslandi, K. thorslundi, Parapyxion subovatum, P. dizrungensis, Primitiella ansiensis, Sigmobolbina camarota* и *Grammolomatella vestrogothica.* Диапазон распространения этих видов охватывает блиденскую и моссенскую свиты верхней части среднего ордовика Латвии, а также нижнюю часть верхнего ордовика.

Наибольшее стратиграфическое значение среди названных остракод имеет вид *Pedomphalella egregia,* являющийся зональным для идавереского, йыхвиского и кейлаского горизонтов, и начинающий развитие в блиденской свите *Klimphores minimus,* служащий видом-индексом одноименной зоны, которая охватывает оандуские и ракверескне отложения [Сидаравичене Н. В., 1976].

С основания приекульской пачки моссенской свиты, заканчивающей разрез среднего ордовика Западной структурно-фациальной зоны, начинают развитие верхнеордовикские виды *Cryptophyllus gutta, Laccoprimitia* cf. *binodosa, Piretella acmaea, Uhakiella magnifica, Arcuaria sineclivula, Kinnekullea waerni* и ряд других видов, типичных для верхнего ордовика Латвии (табл. 11).

В нижней части среднеордовикских отложений Восточной структурно-фациальной зоны доминируют виды, общие с синхронными образованиями в Западной зоне. Так, в вайдленской пачке рокишкской свиты на востоке присутствуют виды *Piretella tridactyla* и *Euprimites effusus,* известные из верхней части зиемельской пачки разреза «западного» типа и определяющие азериский возраст пород. Из двух нижних — вижунской и краштайской — пачек даугавпилсской свиты определены

Таблица 11

Соотношение местных стратонов и диапазонов распространения руководящих видов остракод Восточной структурно-фациальной зоны

Свита	Пачка	Остракоды
Таученская		
Адилаская Лудзаская Укмяргская Сведасайская Балтинавская Моэская Халликуская		*Tvaerenella expedita* *Foramenella parkis*
Мейлунская		*Brevibolbina dimorpha* *Distobolbina nabalaensis*
Воореская		*Disulcina perita* *Klimphores minimus*
Межциемская	Лукштайская	*Bolbina major*
	Вилучайская	*Tallinopsis ovalis* *T. ordinata*
	Ауляльская Швянтупская	*Bichilina prima* *Pedomphalella egregia*
Даугавпилсская	Сартайская	*Steusloffia costata*
	Кряуносская Краштайская Вижунская	*S. linnarssoni* *Sigmoopsis perpunctata*
Рокишкская	Вайдленская	*Piretella tridactyla*
	Юодупская	*Pinnatulites procera*
Бичюнская Драйсейкская		*Tallinnellina primaria*

зональные ласнамягиские—ухакуские виды *Steusloffia linnarssoni* и *Sigmoopsis perpunctata,* распространенные и в Западной структурно-фациальной зоне. Наряду с видами более широкого стратиграфического диапазона (*Uhakiella kohtlensis, Polyceratella kuckersiana, Sigmobolbina variolaris*) они составляют комплекс остракод, типичный для отложений этого возраста в Восточной структурно-фациальной зоне. С краштайской пачки начинают развитие виды *Euprimites locknensis, Severella kuckersiana, Laccochilina decumana, Sigmoopsis* cf. *perpunctata, Klimphores bimembris,* распространенные и в двух верхних (кряуносской и сартайской) пачках кукрузеского возраста даугавпилсской свиты. Здесь же присутствует зональный кукрузеский—идавереский вид *Steusloffia costata.*

Уровень резкого обновления остракодовых комплексов приурочен к контакту даугавпилсской и межциемской свит. Отсюда начинает развитие богатое сообщество остракод идавереского—йыхвиского возраста, распространенное в швянтупской, ауляльской и вилучайской пачках межциемской свиты. Это сообщество резко отличается от приуроченного к синхронным образованиям адзеской свиты в Западной структурно-фа-

циальной зоне и объединяет виды *Bichilina prima, Pedompalella egregia, Trianguloschmidtella triangulata, Sigmoopsis cornuta, S. rostrata, Tallinnopsis iewica, Tetradella consona, Hesperidella esthonica, Easchmidtella fragosa, Polyceratella aluverensis, Henningsmoenia gunnari, Grammolomatella veterrima, Piretella triebeli, Neotsitrella bisulcata, Pyxion nitidium, Klimphores plienkalnensis* и др. Виды *Bichilina prima* и *Pedomphalella egregia,* по Н. В. Сидаравичене [1976], выступают в качестве зональных для отложений идавереского—йыхвиского и кейлаского возраста (см. табл. 11). Л. И. Сарвом (цит. по [Пылма Л. Я., Сарв Л. И., Хинтс Л. М., 1977]) из отложений идавереского—йыхвиского возраста скв. Берзини, кроме названных видов, определены остракоды *Steusloffia radiculosa, Klimphores digitatus, Brevibolbina amabilis, Polyceratella bicornis* и др.

Некоторое обновление остракодовых сообществ происходит в верхней части характеризуемого интервала и проявляется в развитии наряду с унаследованными снизу идаверескими—йыхвискими остракодами видов кейлаского возраста: *Tallinnopsis ovalis, T. ordinata, Neotsitrella longata, Pseudostrepula asymmetrica.* Большинство видов, типичных для швянтупской, ауляльской и вилучайской пачек, залегающих в нижней и средней частях межциемской свиты, найдены также в венчающей свиту лукштайской пачке, возраст которой предположительно оандуский. С этого уровня появляется зональный оандуско-ракверескии вид *Klimphores minimus,* распространенный в Восточной структурно-фациальной зоне и на востоке Западной зоны [Сидаравичене Н. В., 1976; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968]. Кроме *Klimphores minimus,* начинают развитие виды *Disulcina perita, Parapyxion subovatum, Tetradella egorowi, Bolbina major, B. rakverensis* и присутствуют унаследованные от нижележащих отложений остракоды *Tallinnopsis perplana, T.* cf. *iewica, Klimphores plienkalnensis, Platybolbina temperata, Tetradella consona, Sigmoopsis rostrata, Polyceratella aluverensis* и др. (рис. 23).

ОСТРАКОДЫ В ВЕРХНЕМ ОРДОВИКЕ

Верхнеордовикские остракодовые комплексы Латвии характеризуются значительной видовой дифференциацией в двух литолого-фациальных зонах. В Западной структурно-фациальной зоне в воореской свите, начинающей верхний ордовик, преобладающее значение имеют виды, унаследованные от нижележащей моссенской свиты: *Easchmidtella fragosa, Kinnekullea hesslandi, K. thorslundi, Parapyxion subovatum, Primitiella ansiensis, Sigmobolbina camarota, Grammolomatella vestrogothica, Uhakiella magnifica, Microcheilinella blidenensis* и другие (см. табл. 8). Названные виды, составляющие сравнительно богатое остракодовое сообщество, типичны в основном для паэкнаской и скрундской пачек, залегающих в нижней части воореской свиты; в венчающей свиту сауньяской пачке присутствуют лишь единичные остракоды. Резко обедненным комплексом остракод отличается и вышележащая фякаская свита, возраст которой определяется как вормсиский; в ней развиты лишь «транзитные» виды *Primitiella ansiensis, Microcheilinella blidenensis.*

Смена в разрезе Западной структурно-фациальной зоны отложений фякаской свиты образованиями вышележащей юнсторпской свиты со-

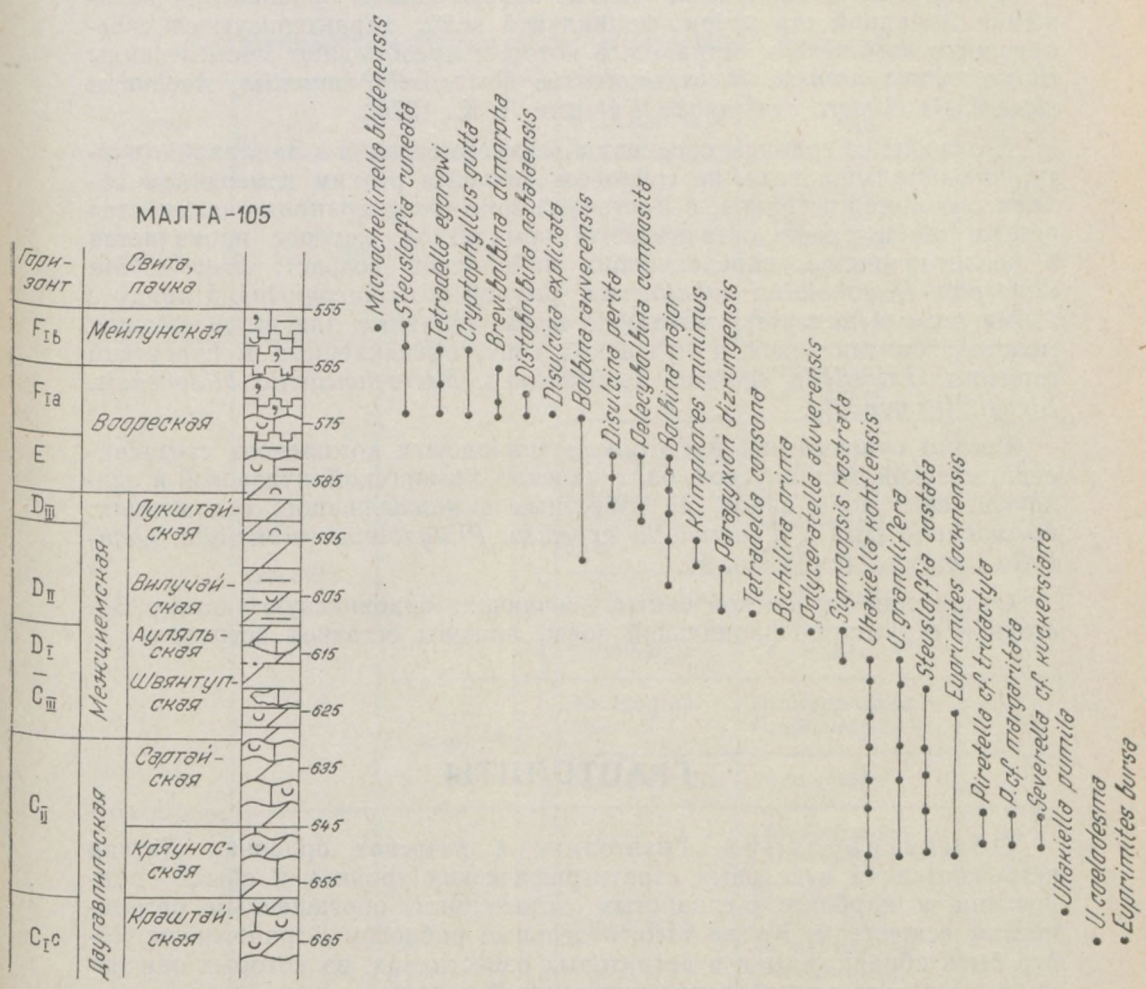


Рис. 23. Распространение остракод в средне—верхнеордовикских отложениях Восточной структурно-фациальной зоны.

провождается появлением наряду с унаследованными снизу видами *Uhakiella magnifica, Piretella acmaea, Kinnekullea waerni* и другими остракод, определяющих пиргуский возраст пород: *Tvaerenella expedita, Leperditella globosa, Kinnekullea henningsmoeni, Ulrichia celebrata, U. lauta* и др. Эти виды распространены и в елгавской свите, перекрывающей юнсторпскую. Паровейская свита, залегающая над елгавской в ряде районов Западной Латвии, обладает резко обедненным комплексом остракод; небольшое количество видов, все же надежно обосновывающих пиргуский возраст отложений, встречено в залегающей в верхней части горизонта куйлиской свите: *Leperditella globosa, Piretella acmaea, Uhakiella magnifica, Microcheilinella blidenensis* и др.

Кулдигская и салдусская свиты, завершающие ордовикские отложения Западной структурно-фациальной зоны, характеризуются своеобразным комплексом остракод, в котором преобладают местные виды *Bollia mezvagarensis, B. mezmalensis, Drepanella? pauxilla, Aechmina ciecerensis, Ancora confragosa* [Гайлите Л. К., 1970].

В отличие от границы среднего и верхнего отделов в Западной структурно-фациальной зоне, не сопровождающейся резким изменением облика сообществ остракод, в Восточной зоне такая граница знаменуется четким обновлением остракодовых комплексов, которое проявляется в развитии видов, определяющих набалаский возраст: *Brevibolbina dimorpha, Distobolbina nabalaensis, Bubnoffiopsis incognitus.* Наряду с этими видами присутствуют также виды, типичные для вышележащих моэской, балтинавской и лудзаской свит, объединенных в пиргуский горизонт: *Tetradella egorowi, T. litwiensis, Microcheilinella blidenensis, Steusloffia cuneata.*

Весьма существенна в составе остракодовых комплексов сведасайской, моэской, халликуской, балтинавской, укмяргской, лудзаской и адилаской свит доля видов, не известных в нижележащих отложениях: *Foramenella parkis, Tvaerenella expedita, Platybolbina orbiculata, Oepikella luminosa* (см. табл. 9).

Отложения таученской свиты, венчающие ордовикскую систему Восточной структурно-фациальной зоны, лишены остатков остракод.

ГРАПТОЛИТЫ

Общие сведения. Граптолиты в разрезах ордовика Латвии встречаются на отдельных стратиграфических уровнях и обычно приурочены к карбонатно-глинистым отложениям, обогащенным органическим веществом. Кроме того, отдельные рабдосомы граптолитов могут быть обнаружены и в детритовых известняках, из которых они извлекаются путем растворения вмещающей породы.

Благоприятные для жизни граптолитов условия, при которых формировались карбонатно-глинистые отложения, существовали в раннем ордовике в пределах Западной структурно-фациальной зоны. В Восточной зоне остатки граптолитов встречаются редко и сосредоточены в среднем и верхнем ордовике.

Граптолиты ордовика Латвии представлены двумя классами — стереостолонатами и граптолоидеями, объединяющими 3 отряда и 14 семейств. Общее число видов и подвидов граптолитов, известных в настоящее время в ордовике Латвии, составляет 82 (табл. 12). Наибольшим родовым и видовым разнообразием характеризуется класс граптолоидей.

Изучение граптолитов ордовика республики начато в 70-е годы. Наиболее детально исследованы раннеордовикские стереостолонаты и граптолоидеи [Кальо Д. Л., 1974; Ульст Р. Ж., 1976а; Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж., 1975], менее детально — средне- и позднеордовикские

Таблица 12

Систематический состав граптолитов из ордовикских отложений Латвии

Класс	Отряд		Семейство	Род	Кол-во видов
Stereo-stolonata	Dendroidea		Anisograptidae	*Clonograptus*	2
				Triograptus	1
				Adelograptus	3
				Kiaerograptus	1
			Bryograptidae	*Bryograptus*	1
Graptoloidea	Axonolipa	Dichograptina	Tetragraptidae	*Schizograptus*	1
				Tetragraptus	7
			Phyllograptidae	*Phyllograptus*	5
				Tristichograptus	1
			Didymograptidae	*Didymograptus*	11
				Aulograptus	1
			Azygograptidae	*Azygograptus*	1
			Corynoididae	*Corynoides*	1
		Leptograptina	Dicranograptidae	*Dicranograptus*	2
				Dicellograptus	3
			Leptograptidae	*Nemagraptus*	1
	Axonophora	Diplograptina	Diplograptidae	*Climacograptus*	8
				Pseudoclimacograptus	6
				Glyptograptus	3
				Diplograptus	4
				Amplexograptus	4
				Orthograptus	3
				Rectograptus	4
				Gymnograptus	2
			Cryptograptidae	*Cryptograptus*	1
			Glossograptidae	*Glossograptus*	1
			Hallograptidae	*Hallograptus*	1
				Lasiograptus	2
			Retiolitidae	*Archiretiolites*	1

граптолиты [Ульст Р. Ж., 1975]. Интересные данные о стратиграфическом значении среднеордовикских граптолитов получены Р. М. Мянниле м [1976]. Стереостолонаты среднего и верхнего ордовика из разрезов Восточной структурно-фациальной зоны не изучены.

ГРАПТОЛИТЫ В НИЖНЕМ ОРДОВИКЕ

Наиболее древний комплекс граптолитов обнаружен в лутриньской и кумбриской пачках зебреской свиты в разрезах осевой части Елгавского палеопрогиба (скважины Блидене-5, Стури-8, Кроньауце-57, Балдоне-80). Он характеризуется присутствием *Clonograptus* cf. *tenellus, Clonograptus* sp., *Triograptus osloensis, Adelograptus divergens, A.* cf. *lapworthi, A.* ex gr. *hunnebergensis, Kiaerograptus kiaeri* и *Bryograptus* aff. *ramosus*. Родовой и видовой состав этих граптолитов позволяет относить вмещающие отложения к зоне Adelograptus+Bryograptus и определять их возраст как позднетремадокский.

Вышележащие отложения зебреской свиты содержат многочисленные и разнообразные граптолиты, приуроченные на отдельных уровнях к прослоям зеленовато- и темно-серых глин. В зирниских глинах в разрезах скважин Скрунда-56 и Бернаты-53 обнаружены граптолиты *Shizograptus* sp., *Tetragraptus phyllograptoides, Didymograptus* aff. *protobalticus, Azygograptus* aff. *suecicus,* составляющие относительно малочисленную по сравнению с другими комплексами ассоциацию зоны Tetragraptus phyllograptoides+T. approximatus.

Более богатый комплекс приурочен к нижней, большей части калвенской пачки зебреской свиты. Особенно разнообразны в нем дидимограпты. Горизонтальные формы представлены *Didymograptus* ex gr. *validus, D. suecicus* и *D. holmi,* наклонные — *D. pusillus* и *D.* cf. *affinis*, наклонно-изогнутые — *D. balticus, D. balticus vicinatus, D. V. fractus.*

Весьма характерны для этого комплекса мелкие дидимограпты с висящими ветвями — *D.* aff. *minutus* и *D. filiformis.* Среди тетраграптов в разрезе наиболее распространены *T. quadribrachiatus, T. bigsbyi, T. fruticosus campanulatus,* реже встречаются *T. serra* и *T. amii.*

Видовой состав дидимограптовой фауны и присутствие зонального вида *D. balticus* позволяют относить бóльшую, нижнюю часть калвенской пачки зебреской свиты к зоне D. balticus аренигского яруса (табл. 13).

В 2—3 м ниже кровли калвенской пачки во многих разрезах скважин (Дреймани-11, Вергале-46, Приекуле-20) отмечается уровень массового появления филлограптид, особенно *Phyllograptus densus,* хотя отдельные представители этого вида встречаются и в нижележащих отложениях зоны D. balticus. Кроме *P. densus* в верхах калвенской пачки и прослоях зеленовато-серых глин вышележащей зантеской пачки зебреской свиты присутствуют *Phyllograptus rotundatus, Didymograptus* aff. *minutus, D. pusillus.* Тетраграпты, помимо *T. quadribrachiatus* и *T. fruticosus campanulatus,* известных уже из нижележащих отложений, представлены новым видом — *T. gracilis.* В самой верхней части зантеской пачки в разрезе скв. Приекуле-20 найден *Phyllograptus angustifolius elongatus.*

Таким образом, верхняя часть калвенской пачки и зантеская пачка зебреской свиты заключают в себе граптолиты, позволяющие считать эти отложения синхронными зонам Ph. densus — Ph. angustifolius elongatus, выделенным в Балтоскандии.

Нижняя половина циецерской свиты, сложенная красновато-коричневыми мергелями крюкайской пачки, почти не содержит граптолитов. Лишь в разрезе скв. Бернаты-53, в верхней части крюкайской пачки,

Таблица 13

Соответствие местных подразделений ордовика Западной структурно-фациальной зоны граптолитовым зонам Балтоскандии

Горизонт	Свита	Пачка	Зона [Jaanusson V., Strachan J., 1954]
F_{II}	Салдусская	Броценская	
		Пилтенская	
	Кулдигская	Эдольская	
		Бернатская	
F_{Ic}	Куйлиская		
	Паровейская	Смильгяйская	
		Гульбинская	
		Гейджюнская	
	Елгавская		
	Юнсторпская		
F_{Ib}	Фякаская		Pleurograptus linearis
F_{Ia}	Воореская	Сауньяская	
		Паэкнаская	?
D^{E}_{III}	Моссенская	Приекульская	Dicranograptus clingani
		«Черные аргиллиты»	
D_{II} D_{I} C_{III}	Блиденская		
	Адзеская		
C_{II}	Дрейманская		Nemagraptus gracilis
C_{Ic}	Таурупская		Glyptograptus teretiusculus
C_{Ib}	Стирнаская		
C_{Ia}	Балдонская	Зиемельская: верхняя	
		Зиемельская: нижняя	
B_{III}		Шюпильская	
	Циецерская	Шакинская	Didymograptus bifidus
B_{II}		Крюкайская	
B_{I}	Зебреская	Зантеская	Phyllograptus angustifolius elongatus Phyllograptus densus
		Калвенская	Didymograptus balticus
		Зирниская	Tetragraptus approximatus + T. phyllograptoides
A_{III}		Кумбриская	Bryograptus + + Adelograptus
		Лутриньская	
A_{II}	Каллавереская		

в прослое зеленовато-серого мергеля найдены *Phyllograptus angustifolius, Glyptograptus* ex gr. *austrodentatus, Izograptus (?)* sp. indet. По стратиграфическому положению эта часть разреза отвечает зоне Didymograptus hirundo в схеме ордовика Швеции и английской стандартной шкале. Обнаруженные граптолиты не противоречат такому предположению.

Залегающие выше в Западной структурно-фациальной зоне зеленовато-серые мергели и глины шакинской пачки цицерской свиты в разрезах скважин Блидене-5, Кроньауце-57, Слампе-83, Приекуле-23 и других заключают в себе относительно богатый комплекс граптолитов, приуроченных в основном к нижней половине пачки. Отсюда известны *Tetragraptus bigsbyi, T. serra, Phyllograptus angustifolius, Tristichograptus ensiformis, Didymograptus* sp., *Aulograptus cucullus, Glyptograptus* ex gr. *austrodentatus, Gl. dentatus, Diplograptus ellesi* и ряд форм неопределенной видовой принадлежности, относящихся к родам *Pseudoclimacograptus, Glossograptus, Cryptograptus* (табл. 14). Широкое распространение на этом уровне *Gl.* ex gr. *austrodentatus, T. ensiformis,* наклонных тетраграптов, филлограптов и псевдоклимакограптов может указывать на принадлежность вмещающих отложений к верхней половине зоны D. hirundo. Однако присутствие в этом комплексе *D. ellesi, Gl. dentatus* и особенно *A. cucullus* (если он идентичен *D. climacograptoides* из зоны D. bifidus Англии и *D. obscurus* из этой же зоны Скандинавии) дает основание относить эти отложения к зоне D. bifidus.

Таблица 14

Распространение граптолитов в свитах и пачках нижнего ордовика

Виды граптолитов	Свита: зебреская						цицерская			балдонская	
	Пачка: лугинская	кумбриская	зирниская	калвенская: нижняя	калвенская: верхняя	зантеская	крюкайская	шакинская: нижняя	шакинская: верхняя	шюпильская	зиемельская
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Clonograptus cf. *tenellus* (Linnarsson)	+	+									
C. sp.		+	?								
Triograptus osloensis Monsen		+									
Adelograptus divergens Elles and Wood		+									
A. ex gr. *hunnebergensis* (Moberg)		+									
A. cf. *lapworthi* (Ruedeman)		+									
Kiaerograptus kiaeri (Monsen)		+									
Bryograptus aff. *ramosus* Brögger	+										
Schizograptus sp.			+								
Tetragraptus phyllograptoides Linnarsson			+								
T. quadribrachiatus (Hall)				+	+	+					

Окончание таблицы 14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T. bigsbyi (Hall)				+	+	+	+	+			
T. serra (Brongniart)				+	+	+	+	+			
T. amii Elles and Wood				+	+						
T. fruticosus campanulatus Ruedeman				+	+						
Tetragraptus gracilis Monsen					+						
Phyllograptus densus Törnquist					+	+					
Ph. rotundatus Monsen					+	+					
Ph. angustifolius Hall						+	+	+			
Ph. angustifolius elongatus Bulman						+					
Ph. anna Hall									+		
Tristichograptus ensiformis (Hall)								+			
Didymograptus aff. *protobalticus* Monsen			+								
D. ex gr. *validus* Törnquist				+							
D. suecicus Tullberg				B							
D. holmi Törnquist				+							
D. cf. *affinis* Elles and Wood				+							
D. pusillus Tullberg				+							
D. balticus vicinatus Monsen				+							
D. balticus Tullberg				+							
D. Y-fractus Salter				+							
D. sp.				+	+						
D. filiformis Tullberg					+						
D. aff. *minutus* Törnquist				+							
Aulograptus cucullus (Bulman)								+			
Azygograptus aff. *suecicus* Moberg			+								
Pseudoclimacograptus sp.								+			
Glyptograptus ex gr. *austrodentatus* Harris and Keble							+	+			
G. dentatus (Brongniart)								+			
Diplograptus ellesi Bulman								+			
Amplexograptus sp.									+		
Glossograptus sp.								+			
Cryptograptus sp.								+			
Izograptus (?) sp. indet.							+				
Holmograptus (?) sp. indet.									+		

Верхняя половина шакинской пачки содержит *Phyllograptus anna, Amplexograptus* sp. и *Holmograptus (?)* sp. indet., позволяющие вполне определенно относить ее к зоне D. bifidus, выделяемой в основании лланвирнского яруса.

Балдонская свита, залегающая над циецерскими мергелями и представленная красновато-коричневыми известняками, не охарактеризована граптолитами.

ГРАПТОЛИТЫ В СРЕДНЕМ ОРДОВИКЕ

Существенно обновленный по составу комплекс граптолитов описан Р. М. Мяннилем [1976] из сероцветных мергелей и глинистых известняков стирнаской свиты из разрезов скважин Айзпуте и Кандава-25. Отмечено первое появление дицеллограптовой фауны (*Dicellograptus geniculatus*) и относительное разнообразие псевдоклимакограптов (*Pseudoclimacograptus angulatus sebyensis, P. eurystima, P. luperus*), а также присутствие глиптограптов (*Glyptograptus* cf. *teretiusculus*). Близкая ассоциация граптолитов известна из свиты Фолкеслунда среднего ордовика Швеции [Jaanusson V., 1960a].

В известняках таурупской свиты содержатся *Dicranograptus* aff. *irregularis, Glyptograptus* cf. *teretiusculus, Amplexograptus munimentus, Gymnograptus linnarssoni, G. linnarssoni ejuncidus.* Совместное нахождение *Gl.* cf. *teretiusculus* и *G.* ex gr. *linnarssoni* позволяет сопоставлять вмещающие отложения с зоной Gl. teretiusculus, установленной в граптолитовых разрезах ордовика многих стран Европы. По мнению Р. М. Мянниля [1976], уровень появления в разрезах *G. linnarssoni* служит одним из лучших корреляционных реперов по всем разрезам ордовика Прибалтики.

Близкие по составу известняки в верхах дрейманской свиты в разрезе скв. Кандава-25 заключают в себе граптолиты, определенные Р. М. Мяннилем как *Dicellograptus* cf. *divaricatus salopiensis, Nemagraptus* cf. *gracilis, Amplexograptus bekkeri, Pseudoclimacograptus* ex gr. *scharenbergi, Climacograptus* cf. *kuckersianus, Orthograptus uplandicus, Corynoides* sp. (табл. 15). Благодаря присутствию в названном сообществе *N.* cf. *gracilis* дрейманскую свиту можно коррелировать с одноименной зоной, широко распространенной в ордовике всего земного шара.

Таблица 15

Распространение граптолитов в свитах и пачках среднего ордовика

Виды граптолитов	Свита: балдонская	стирнаская	таурупская	дрейманская	адзеская	блиденская	моссенская
	Пачка: земельская						«черные аргиллиты»	прекульская
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Corynoides sp.				B	+	+	+	+
Dicranograptus aff. *irregularis* Hadding			+					
D. clingani Carruthers							B	+
Dicellograptus geniculatus Bulman		+						
D. cf. *divaricatus salopiensis* Elles and Wood				+				
Nemagraptus cf. *gracilis* (Hall)				+				
Hallograptus sp.			+					
Lasiograptus sp.			+					
Climacograptus cf. *kuckersianus* Bulman				+	+			
C. ex gr. *skagensis* Jaanusson—Skoglund					+	+	+	
C. cf. *rotundatus* Jaanusson—Skoglund					+			
C. diplacanthus Bulman							+	+
C. cf. *brevis* Elles and Wood							+	
Pseudoclimacograptus angulatus sebyensis Jaanusson		+						
P. eurystoma Jaanusson		+						
P. luperus Jaanusson		+						
P. ex gr. *scharenbergi* (Lapworth)				+			+	
P. sp.				+				

Окончание таблицы 15

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Glyptograptus cf. *teretiusculus* (Hisinger)			+					
Amplexograptus munimentus Berry			+					
A. bekkeri (Öpik)				+				
A. cf. *fallax* Bulman					+			
Orthograptus uplandicus (Wiman)				+				
Gymnograptus linnarssoni Tullberg			+					
G. linnarssoni ejuncidus Berry			+					

В адзеской свите обнаружены остатки *Cl.* cf. *kuckersianus, Corynoides* sp., появившиеся уже в дрейманской свите. По данным Р. М. Мянниля, в этих отложениях содержатся *Climacograptus* cf. *skagensis, Cl.* cf. *rotundatus, Amplexograptus* cf. *fallax.*

Блиденская свита почти не охарактеризована граптолитами. Из этих отложений известны *Corynoides* sp., достаточно широко распространенные в среднем ордовике.

Граптолиты моссенской свиты изучены Р. М. Мяннилем. По его сведениям, в этих отложениях содержатся *Dicranograptus clingani, Climacograptus diplacanthus, Cl.* cf. *brevis, Cl.* ex gr. *skagensis.* Наличие в комплексе зонального вида *D. clingani,* присутствующего как в «черных аргиллитах», так и приекульских мергелях, позволяет обоснованно коррелировать эту свиту с зоной D. clingani, выделяемой в ордовике Европы.

ГРАПТОЛИТЫ В ВЕРХНЕМ ОРДОВИКЕ

Вооpеская свита, залегающая в основании верхнего ордовика, слабо охарактеризована граптолитами. Р. М. Мянниль указывает на присутствие в известняках паэкнаской пачки этой свиты в разрезе скв. Дзербене-100 фрагментов рабдосом *Lasiograptus* cf. *harknessi,* сикул типа *C. diplacanthus,* а в сауньяской пачке — *Archiretiolites regimontanus, Rectograptus gracilis.* По его мнению, паэкнаская пачка может соответствовать зоне D. clingani, тогда как сауньяская пачка, вероятно, одного возраста с более молодой зоной Pleurograptus linearis.

Относительно богатый комплекс граптолитов известен из черных мергелей фякаской свиты [Ульст Р. Ж., 1975]. Отсюда определены *Dicellograptus* cf. *pumilus, Climacograptus angustus, Cl. styloides, Diplograptus vulgatus, D. pristis, Orthograptus* cf. *quadrimucronatus, Rectograptus pauperatus, R.* ex gr. *truncatus, R. calcaratus, R. gracilis* (табл. 16). Видовой состав этого сообщества почти идентичен таковому из зоны Pleurograptus linearis Швеции, описанному Р. Скоглундом [Skoglund R., 1963]. Около половины видов граптолитов, обнаруженных в фякаских отложениях, известно из зоны P. linearis Англии [Elles G., Wood E., 1918].

Красноцветные отложения юнсторпской свиты не содержат граптолитов. Единичные находки известны из вышележащих отложений елгавской, паровейской и кулдигской свит. Обнаруженные в них остатки принадлежат видам широкого стратиграфического распространения. Так, в гульбинских мергелях паровейской свиты найден *R. pauperatus,*

Таблица 16

Распространение граптолитов в свитах и пачках верхнего ордовика

Виды граптолитов	Свита: вооруская	фякаская	юнсторпская	елгавская	паровейская	куйлиская	кулдигская	салдусская
	Пачка: паэкнаская	сауньяская			гейджюнская	гульбинская	смильгяйская	бернатская	эдольская	пилтенская	броценская
Dicellograptus cf. *pumilus* Lapworth			+									
Climacograptus angustus (Perner)			+	+	+	+	+	+				
C. styloides Lapworth			+									
C. sp.			+									
Diplograptus vulgatus Perner			+									
D. pristis (Hisinger)			+									
Orthograptus cf. *quadrimucronatus* (Hall)			+									
Orthograptus sp.			+									
Rectograptus pauperatus (Elles and Wood)			+	+	+	+	+	+				
R. ex gr. *truncatus* (Lapworth)			+	+	+	+	+	+				
R. calcaratus (Lapworth)			+									
R. gracilis (Roemer)		+	+	+	+	+	+	+				
Lasiograptus cf. *harknessi* (Nicholsson)	+											
Archiretiolites regimontanus Eisenack		+										

известный из фякаских отложений и прослеживающийся в вышележащих смильгяйских известняках паровейской свиты. Столь же широко распространен *R. gracilis,* встреченный в сауньяской пачке вооруской свиты, присутствующий в фякаских мергелях и паровейских известняках. Малочисленные данные не позволяют сделать вывод о зональной принадлежности рассматриваемых отложений. Неясно также соответствие кулдигской и салдусской свит зонам верхнего ордовика английского стандарта. По косвенным данным, можно предполагать одновозрастность этих свит и зоны Glyptograptus persculptus, которая в ряде районов СССР охарактеризована далманитиновой фауной, присущей указанным свитам в Латвии.

Граптолиты ордовика Восточной структурно-фациальной зоны представлены преимущественно бентосными и эпипланктонными формами, относящимися к дендроидеям и инокаулидеям. Реже встречаются диплограптиды, сосредоточенные в среднем ордовике. Стратиграфическое значение этих остатков пока не выяснено.

Спорадическое распространение граптолитов по вертикали в разрезе ордовика делает невозможным прослеживание непосредственной смены граптолитовых комплексов и выделение зон, но позволяет уверенно сопоставлять ряд местных подразделений между собой и с граптолитовой зональностью, принятой в Балтоскандии и стратотипических разрезах ордовика в Англии (см. табл. 13).

ХИТИНОЗОИ

Общие сведения. Хитинозои в ордовике Латвии начали изучаться лишь в последнее десятилетие. Первые сведения об их стратиграфической приуроченности приведены в работах Р. М. Мянниля с соавторами [1968, 1972]. В период 1972—1975 гг. изучением хитинозой в ордовикских отложениях Латвии занималась А. И. Фридрихсоне; ею выявлена смена комплексов хитинозой в разрезах ордовика двух фациальных типов (скв. Вергале-46 и Лудза). В последнее время комплексы хитинозой из Восточной структурно-фациальной зоны исследовал Р. М. Мянниль [1976].

Всего из ордовика Латвии известно 59 видов хитинозой. Преобладающее значение имеют роды *Conochitina, Cyatochitina* и *Desmochitina.* Единичными видами представлены роды *Siphonochitina, Angochitina, Spinachitina, Fungochitina, Tanuchitina.*

ХИТИНОЗОИ В НИЖНЕМ ОРДОВИКЕ

Нижнеордовикские отложения содержат незначительное количество видов хитинозой. По данным А. И. Фридрихсоне, в названных отложениях Западной структурно-фациальной зоны (скв. Вергале-46) обнаружены маленькие *Lagenochitina* sp., близкие к *L. esthonica* и приуроченные к прослоям зеленовато-серых глин зебреской свиты, а также *Conochitina insueta,* встреченные в прослоях зеленовато-серых мергелей циецерской свиты. Несколько богаче комплекс хитинозой нижнего ордовика Восточной структурно-фациальной зоны, где в драйсейкской свите волховского горизонта обнаружены оболочки *Lagenochitina porrecta, Rhabdochitina* sp., *Cyathochitina regnelli,* а в отложениях, включенных в бичюнскую свиту и имеющих кундаский возраст, — виды *Cyathochitina calix, Conochitina primitiva,* продолжавшие существование и в период формирования вышележащих среднеордовикских образований.

ХИТИНОЗОИ В СРЕДНЕМ ОРДОВИКЕ

Среднеордовикские отложения охарактеризованы весьма разнообразным комплексом хитинозой, берущим начало в сероцветных известняках и мергелях ласнамягиского—ухакуского возраста, в Западной структурно-фациальной зоне составляющих верхнюю часть стирнаской и таурупскую свиту, в Восточной — даугавпилсскую свиту. В указанных образованиях обеих зон появляется несколько видов, типичных только для этих отложений: *Conochitina clava-herculi, C. micracantha* subsp. *pellifera, Cyathochitina striata, Lagenochitina tumida;* кроме них, по А. И. Фридрихсоне, для таурупской свиты характерны два подвида *Desmochitina minor — D. m.* f. *erinacea* и *D. m.* f. *rugosa,* а также вид *Conochitina* cf. *cactacea.* В средней части таурупской свиты обнаружен представитель редкого в ордовике Прибалтики рода *Siphonochitina,* близкий к экземплярам, найденным Р. М. Мяннилем в среднеордовикских отложениях скв. Кандава.

Основная составная часть комплекса хитинозой стирнаской—таурупской свит представлена видами широкого стратиграфического распространения, диапазон приуроченности которых охватывает как вышележащие дрейманские известняки (виды *Conochitina* cf. *conulus, C. dolosa, C. primitiva, Cyathochitina calix*), так и перекрывающие дрейманскую свиту более молодые образования (виды *Conochitina* cf. *elegans, C. micracantha* subsp. *robusta, C. m., C. minnesotensis, Cyathochitina campanulaeformis, Desmochitina minor* f. *typica*). Эти виды часто представлены многочисленными экземплярами и являются «фоновыми» в комплексах хитинозой среднего ордовика; стратиграфическая валентность их небольшая. К хитинозоям большей стратиграфической значимости относится руководящий среди дрейманских известняков Западной структурно-фациальной зоны вид *Cyathochitina stentor,* часто встречаемый наряду с названными видами широкого вертикального диапазона и определяющий кукрузеский возраст заключающих его отложений (табл. 17).

Таблица 17

Соотношение местных стратонов и диапазонов распространения руководящих видов хитинозой

Западная структурно-фациальная зона	Хитинозои	Восточная структурно-фациальная зона
Салдусская Кулдигская		Тауценская
Куйлиская Паровейская Елгавская Юнсторпская		Адилаская Лудзаская Укмяргская Сведасайская Балтинавская Моэская Халликуская
Фякаская	*Lagenochitina baltica* *L. prussica* *Acanthochitina barbata*	Мейлунская
Воореская	*Cyathochitina dispar*	Воореская
Моссенская Блиденская	*Desmochitina juglandiformis*	Межциемская
Адзеская	*Eremochitina dalbyensis*	
Дрейманская Таурупская	*Conochitina oelandica* *Cyathochitina stentor* *C. striata*	Даугавпилсская

В скв. Вергале-46 А. И. Фридрихсоне только из дрейманской свиты отмечены виды *Conochitina oelandica, C. tigrina, C. suecica, C. elegans, C. tuberculata.* Три первых вида наряду с *Conochitina savalaensis,* выделенным в качестве руководящего для нижней части кукрузеских отложений, не встречены за пределами дрейманской свиты; вид *C. elegans* типичен и для более молодых отложений [Eisenack, 1962b], а *C. tuberculata* (по данным Р. М. Мянниля) встречается и ниже.

Обновление состава хитинозой в Западной структурно-фациальной зоне происходит в подошве адзеской свиты идавереского—йыхвиского возраста. Здесь появляется руководящий для этого стратиграфического интервала вид *Eremochitina dalbyensis,* выше по разрезу свиты сменяющийся *Conochitina hirsuta.* Р. М. Мянниль указывает на присутствие в адзеской свите редких оболочек *Spinachitina multiradiata,* а также *Fungochitina fungiformis,* встреченной и в более молодых образованиях. Наряду с названными, типичными только для данного стратиграфического интервала видами в комплексе хитинозой многочисленны «транзитные» виды: *Cyathochitina campanulaeformis, C. kuckersiana, Conochitina minnesotensis, C.* cf. *elegans, C.* cf. *primitiva, Desmochitina minor* f. *typica* и др. (табл. 18).

В верхней части адзеской и в блиденской свите встречается *Desmochitina juglandiformis,* которая, по Р. М. Мяннилю, определяет кейлаский возраст отложений.

Состав хитинозой из пачки «черных аргиллитов» вышележащей моссенской свиты характеризуется незначительным видовым разнообразием. Преобладающее значение имеет *Cyathochitina campanulaeformis,* а также *Conochitina micracantha* subsp. *robusta* и *Desmochitina minor* cf. *amphorea.* Несколько богаче спектр хитинозой из приекульской пачки, венчающей средний ордовик Западной структурно-фациальной зоны Латвии, хотя и здесь доминируют виды широкого стратиграфического диапазона, унаследованные от нижележащих и прослеживающиеся в вышележащие образования: *Cyathochitina campanulaeformis, Conochitina micracantha* subsp. *robusta, C. minnesotensis, C. cactaea, Desmochitina minor, Rhabdochitina magna.* Появляется не встреченная в более древних образованиях *Lagenochitina baltica.*

Комплексы хитинозой среднего отдела ордовика Восточной структурно-фациальной зоны характеризуются значительным сходством с сообществами, известными из одновозрастных отложений Западной структурно-фациальной зоны. С нижней части даугавпилсской свиты, как и с подошвы синхронных ей в Западной зоне таурупских известняков ласнамягиского—ухакуского возраста, начинают развитие виды широкого стратиграфического диапазона — *Cyathochitina campanulaeformis, Conochitina differens, C. dolosa, C. elegans, C. micracantha* subsp. *capitata, C. m.* subsp. *robusta, C. minnesotensis, Desmochitina minor,* а также виды более узкой вертикальной приуроченности — *Conochitina clava-herculi, C. micracantha* subsp. *pellifera, Cyathochitina striata* (табл. 19).

Спектр хитинозой даугавпилсской свиты отличается несколько большим видовым разнообразием. Здесь встречены известные и в Западной структурно-фациальной зоне десмохитины — *Desmochitina holosphaerica, D. lecaniella* и редкий вид *Spinachitina multiradiata.* В верхней части даугавпилсской свиты определены виды, известные в Западной структурно-фациальной зоне из дрейманской свиты: *Cyathochitina stentor, C. kuckersiana, Conochitina micracantha* subsp. *micracantha, C. oelandica,* позволяющие определить кукрузеский возраст заключающих их отложений. В самых верхах даугавпилсской свиты в скв. Лудза А. И. Фридрихсоне установлено присутствие оболочек *Eremochitina dalbyensis,* являющихся руководящими для нижней части идавереского горизонта. Распространение этого вида в даугавпилсской свите не под-

Таблица 18

Распространение хитинозой в ордовикских отложениях Западной структурно-фациальной зоны

Виды хитинозой	Горизонт																																
	A_{III}	B_I	B_{II}	B_{III}	C_1a	C_1b	C_1c	C_{II}	C_{III}—D_I	D_{II}	$D_{III}E$	F_1a	F_1b	F_1c										F_{II}									
	Свита																																
	зебреская		циперская	балдонская		стирнаская	таурупская	дрейманская	адзеская	блиденская	моссенская	воореская	фякаская	юнсторпская	елгавская	паровейская		куйлиская	кулдигская	салдусская													
	Пачка																																
	лутиньская	кумбриская	эирпиская	калвенская	зантеская	крюкайская	шакинская	шкопильская	земельская нижняя	земельская верхняя							«черные аргиллиты»	приекульская	скрундская	пэкиаская	сауньяская			гейджюнская	гульбинская	смильгяйская		бернатская	эдольская	шлтенская	броценская			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32		
Conochitina insueta Umnova							+																										
C. cactacea Eisenack											+	+					+	+	+														
C. cf. *cactacea* Eisenack											+	+																					
C. aff. cactacea Eisenack											+	+																					
C. clava-herculi Eisenack											+	+																					
C. aff. *clava-herculi* Eisenack											+	+																					
C. cf. *conulus* Eisenack											+	+	+																				
C. dolosa Laufeld											+	+	+																				
C. cf. *dolosa* Laufeld												+	+																				
C. elegans Eisenack												+	+	+	+																		
C. cf. *elegans* Eisenack											+	+	+	+	+																		
C. micracantha subsp. *micracantha* Eisenack											+	+	+	+	+	+	+	+	+	+													
C. m. subsp. *pellifera* Eisenack											+																						
C. m. subsp. *robusta* Eisenack											+	+	?	?	?	+	+	+	+	+	+													
C. m. subsp. *capitata* Eisenack											+	+	+	+	+																		
C. m. subsp. comma Eisenack																		+	+														
C. m. subsp. *wesenbergensis* Eisenack																					+												
C. m. subsp. *wesenbergensis* f. *brevis* Eisenack																		+	+														
Conochitina micracantha subsp. indet.											+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+												
C. minnesotensis (Stauffer)											+	+	+	+	+	?	+	+	+	?	+												
C. cf. *minnesotensis* (Stauffer)											+	+	+	+	+	?	+	+	+														
C. primitiva Eisenack											+	+	+																				
C. cf. *primitiva* Eisenack											+	+	+	+	+																		
C. ex gr. *primitiva* Eisenack													+	+	+																		
C. oelandica Eisenack													+																				
C. cf. *oelandica* Eisenack													+	+																			
C. suecica Laufeld													+																				
C. tigrina Laufeld													+																				
C. tuberculata Eisenack												+	+																				
C. hirsuta Laufeld														+	+																		
C. cf. *hirsuta* Laufeld																			+														
Cyathochitina kuckersiana Eisenack													+	+																			
C. stentor (Eisenack)												B	+	+																			
C. aff. *stentor* (Eisenack)													B	+	+																		
C. calix (Eisenack)											+	+	+																				
C. campanulaeformis (Eisenack)											+	+	+	+	+	+	+	+	+	?	+	?	?	?	+	?	+	+					
C. striata (Eisenack)											+	+																					
C. dispar Ben. et Taugourdon																	+	+	+	+													
Rhabdochitina magna Eisenack														B	+	+	+	+	H	+	+												

Окончание таблицы 18

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
R. cf. *magna* Eisenack																+	+	?	+												
R. gracilis Eisenack											+	+	H																		
R. sp.											+	+	+	+	H																
Lagenochitina prussica Eisenack																					+										
L. baltica Eisenack																	+	?	?	?	+										
L. cf. *baltica* Eisenack											+																				
L. tumida Umnova											+																				
L. sp.				+	+							+																			
Eremochitina dalbyensis Laufeld													H?	+	?																
E. ? sp.													+																		
Spinachitina multiradiata (Eisenack)														+	+																
S. ? sp.																		+													
S. sp.												+																			
Acanthochitina barbata Eisenack																					+										
Ancyrochitina ancyrea Eisenack																												+	+		
Angochitina sp.													+																		
Fungochitina fungiformis (Eisenack)														+	+	?	?	?	+												
Siphonochitina sp.												+																			
Desmochitina minor f. typica *Eisenack*											+	+	+	+	+	?	+														
D. cf. *minor* Eisenack											+	+	+	+																	
D. m. f. *erinacea* Eisenack												+																			
D. cf. *lecaniella* Eisenack												+																			
D. holosphaerica Eisenack													+																		
D. juglandiformis Laufeld														B	+																
D. m. f. *amphorea* Eisenack														+	+	+															
D. m. f. *rugosa* Eisenack												+	+																		
D. sp.																			+												

Таблица 19

Распространение хитинозой в ордовикских отложениях Восточной структурно-фациальной зоны

Виды хитинозой	Горизонт	A_{II}	B_I	B_{II}	B_{III}			C_Ia	C_Ib	C_Ic	C_{II}	C_{III}—D_{II}	D_{III}	E—F_Ia	F_Ib	F_Ic								F_{II}
	Свита	каллавереская	лээтсеская		дрейсейкская		бичюнская		рокишкская	даугавпилсская		межциемская			воореская	мейлунская	сведасайская	моэская	халликуская	балтинавская	укмяргская	лудзаская	адиаская	тауценская	
	Пачка	салантайская		пяйтеская				юодупская	вайдленская	вижунская	краштайская	кряуносская	сартайская	швянтупская	ауляльская	вилучайская	лукштайская								
1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Conochitina primitiva Eisenack							+	+	?	?	+	+	+	+	+	+	+	+										
C. cf. *primitiva* Eisenack											+	+	+	+	+	+	+	+										
C. conulus Eisenack															+	+	+	+										
C. aff. *conulus* Eisenack												+	+	+														
C. dolosa Laufeld												+	+	+	+	+	+	+										
C. cf. *dolosa* Laufeld												+	+	+	+	+	+	+										
C. ex gr. *dolosa* Laufeld												+	+	+														
C. oelandica Eisenack													+	+														
C. elegans Eisenack												+	+	+	+	+	+	+										
C. cf. *elegans* Eisenack												+	+	+														
C. differens Dicevichus											+	+	+	+	+	+	+	+										
C. cf. *differens* Dicevichus											+	+	+	+	+	+	+	+										
C. aff. *differens* Dicevichus											+	+	+	+	+	+	+	+										
C. clava-herculi Eisenack											+	+																
C. suecica Laufeld													+	+														
C. cactacea Eisenack															+	+	+	+	+									

Окончание таблицы 19

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
C. cf. *cactacea* Eisenack										+	+	?	?	?	?	?	?	+	+								
C. incerta Eisenack														+	+	+	+	+	+								
C. cf. *incerta* Eisenack																		+	+								
C. minnesotensis (Stauffer)											+	+	+	+	+	+	+	+	?	?	?	?	?	?	+	+	
C. cf. *minnesotensis* (Stauffer)											+	+	+	+	+	+	+	+									
C. micracantha subsp. *micracantha* Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+	?	?	?	?	?	?	?	+	+	
C. m. cf. *micracantha* Eisenack																			+								
C. m. subsp. *micracantha* f. *typica* Eisenack														+	+	+	+	+	+								
C. m. subsp. *robusta* Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+	+	+								
C. m. cf. *robusta* Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+	+									
C. m. subsp. *capitata* Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+										
C. m. subsp. *comma* Eisenack														+	+	+	+	+	?	+	+						
C. m. subsp. *wesenbergensis* Eisenack																		+									
C. m. subsp. *wesenbergensis* f. *brevis* Eisenack														+	+	+	+	+	+	+	+						
C. m. subsp. *wesenbergensis* f.*elongata* Eisenack																		+	+								
C. m. subsp. *cynclinalis* Eisenack																		+									
C. m. subsp. *micracantha* f. *barbata* Eisenack																			+	+	+	+	+	+	+		
C. m. subsp. *pellifera* Eisenack										+	+																
C. rarispinosa Taugourdon																			+								
Cyathochitina regnelli Eisenack				+	+	?	?	?	+																		
C. calix (Eisenack)						+	+	?	?	?	+	+	+	?	?	?	?	+									
C. striata (Eisenack)										+	+																
C. stentor (Eisenack)											+	+	+														
C. campanulaeformis (Eisenack)										+	+	+	+	+	+	+	+	+	?	?	+	?	?	?	+		
C. kuckersiana (Eisenack)											+	+															
C. cf. *kuckersiana* (Eisenack)											+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	?	?	+				
C. dispar Ben. et Taugourdon																		+									
C. cf. *dispar* Ben. et Taugourdon																		+									
Rhabdochitina sp.				+	+	?	?	?	+	?	?	?	?	+	+	+	?	?	+	+							
Rh. gracilis Eisenack										+	+	+	+	?	?	?	?	?	+	+							
Rh. magna Eisenack										+	+	+	+	?	?	?	?	?	+	+	+	+	+	+	+	H	
Lagenochitina porrecta Umnova				+	+	?	?	?	+																		

L. sp.								+	+									+	+								
L. baltica Eisenack														+	+	+	+										
L. cf. *baltica* Eisenack																			+								
L. prussica Eisenack																		+	+								
L. cf. *prussica* Eisenack													?	+	+	+	+										
Eremochitina dalbyensis Laufeld										+	+	+	+	+	+	+	+										
Spinachitina multiradiata (Eisenack)														+	+	+	+	H									
S. cf. *multiradiata* (Eisenack)														+	+	+	+										
S. cervicornis (Eisenack)																			+								
Acanthochitina barbata Eisenack												+	+	?	?	?	?	+									
Angochitina sp.														+	+	+	+	+									
Fungochitina fungiformis (Eisenack)														+	+	+											
F. sp.																			+								
F. fungiformis f. *spinifera* Eisenack																											
Siphonochitina sp.										+																	
Desmochitina minor Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+										
D. cf. *minor* Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+										
D. minor f. *typica* Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+										
D. m. f. *amphorea* Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+										
D. m. cf. f. *amphorea* Eisenack										+	+	+	+														
D. m. f. *erinacea* Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+										
D. m. cf. f. *erinacea* Eisenack										+	+	+	+														
D. m. f. *rugosa* Eisenack										+	+	+	+														
D. holosphaerica Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+										
D. nodosa Eisenack														+	+	+	+										
D. cf. *nodosa* Eisenack														+	+	+	+										
D. aff. *nodosa* Eisenack										+	+	+	+														
D. ex. gr. *nodosa* Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+										
D. lecaniella Eisenack										+	+	+	+	+	+	+	+										
D. juglandiformis Laufeld																+	+										
D. cf. *juglandiformis* Laufeld														+	+	+	+										
D. lata Schallreuter														+	+	+	+										
Tanuchitina bergstroemi Laufeld																			+								
Coronochitina cf. *coronata* Eisenack																			+	+	+	+	+	+	+		

твердилось изучением хитинозой из скважин Берзини [Пылма Л. Я., Сарв Л. И., Хинтс Л. М., 1977] и Шкяуне, где *Eremochitina dalbyensis* появляется начиная с подошвы вышележащей межциемской свиты, имеющей идавереский—йыхвиский возраст, синхронно развитию в разрезе комплексов идавереских остракод и макрофауны.

Кроме руководящей *Eremochitina dalbyensis* для межциемской свиты типично преобладание в спектре хитинозой широкого стратиграфического диапазона — *Cyathochitina campanulaeformis,* многочисленных конохитин — *Conochitina minnesotensis, C. elegans, C. differens, C. cactaea, C. primitiva* и конохитин типа *micracantha* — *C. m.* subsp. *robusta, C. m.* subsp. *comma, C. m.* subsp. *micracantha, C. m.* subsp. *wesenbergensis* f. *brevis,* десмохитин *Desmochitina minor* f. *typica, D. m.* f. *erinacea, D. m.* f. *amphorea.* В верхней части свиты встречается типичный для кейласких отложений вид *Desmochitina juglandiformis* (см. табл. 19).

ХИТИНОЗОИ В ВЕРХНЕМ ОРДОВИКЕ

Верхнеордовикские отложения Латвии в разной степени охарактеризованы хитинозоями: нижняя часть их содержит достаточно богатый набор видов, верхняя отличается скудностью видового спектра.

В начинающей верхний отдел ордовика воореской свите Западной структурно-фациальной зоны значителен удельный вес «транзитных» видов, среди которых доминируют *Cyathochitina campanulaeformis, Conochitina minnesotensis,* конохитины группы *«micracantha» — C. m.* subsp. *comma, C. m.* subsp. *wesenbergensis* f. *brevis, C. m.* subsp. *micracantha* и др. А. И. Фридрихсоне указывает на высокое содержание в пробах из скрундской пачки воореской свиты в скв. Вергале-46 *Cyathochitina campanulaeformis,* в образцах из паэкнаской пачки этой же свиты — конохитин. Руководящий вид для воореской свиты — *Cyathochitina dispar.*

Фякаские черные аргиллиты, перекрывающие воорескую свиту в Западной структурно-фациальной зоне и относимые к вормсискому горизонту, отличаются присутствием типичного комплекса хитонозой, включающего наряду с «фоновыми» *Cyathochitina campanulaeformis, Rhabdochitina magna, Conochitina minnesotensis, C. micracantha* subsp. *robusta* виды узкого стратиграфического диапазона — *Lagenochitina baltica, L. prussica, Acanthochitina barbata.*

Юнсторпская, елгавская, куйлиская, кулдигская и салдусская свиты, залегающие в средней и верхней частях верхнеордовикских отложений, практически лишены хитинозой. В двух последних свитах встречены лишь неопределимые остатки их (вероятно, конохитин).

Сообщества хитинозой верхнего ордовика Восточной структурно-фациальной зоны отличаются несколько большим видовым разнообразием. Из воореской свиты, залегающей в нижней части верхнеордовикских образований Восточной Латвии, известен руководящий для этих отложений вид *Cyathochitina dispar* [Пылма Л. Я., Сарв Л. И., Хинтс Л. М., 1977]. В целом же комплекс хитинозой упомянутой свиты Восточной структурно-фациальной зоны сходен со спектром из синхронных отложений Западной зоны и характеризуется обилием конохитин типа «*micracantha*», присутствием *Conochitina minnesotensis, C. cactaea,*

C. incerta, Cyathochitina campanulaeformis, Lagenochitina baltica, Fungochitina fungiformis и др.

Четким уровнем, коррелирующим отложения Западной и Восточной структурно-фациальных зон, является диапазон распространения видов *Lagenochitina baltica, L. prussica, Acanthochitina barbata,* в Западной зоне приуроченных к «черным аргиллитам» фякаской свиты, в Восточной — к соответствующим им по возрасту известнякам и мергелям мейлунской свиты, включенным в вормсиский горизонт на основании присутствия названных хитинозой.

В отложениях моэской свиты, начинающей пиргуский горизонт Восточной структурно-фациальной зоны, по данным А. И. Фридрихсоне, обнаружены в основном конохитины (*C. micracantha* subsp. *micracantha* f. *barbata, C. m.* subsp. *comma*) и рабдохитины (*Rhabdochitina magna, Rh.* sp.). В верхней части свиты встречены редкие *Cyathochitina campanulaeformis* и представители *Coronochitina* cf. *coronata,* достигающие максимального развития в вышележащей балтинавской свите. Кроме *C.* cf. *coronata,* в последней найдена *Cyathochitina* cf. *kuckersiana.* Из лудзаской свиты, по определениям А. И. Фридрихсоне, известны *Coronochitina* cf. *coronata, Conochitina micracantha* и *Cyathochitina campanulaeformis.* В отложениях, завершающих разрез пиргуского горизонта, согласно А. И. Фридрихсоне, преобладают конохитины — *Conochitina micracantha* subsp. *micracantha, C. minnesotensis.* В целом для пиргуского комплекса хитинозой характерно наличие немногочисленных экземпляров.

В известняках таученской свиты, венчающих разрез ордовика Восточной Латвии, хитинозои не обнаружены.

КОНОДОНТЫ

Общие сведения. Конодонтовые элементы широко распространены в ордовикских отложениях обеих структурно-фациальных зон. Наиболее многочисленны они в глауконитовых песчаниках и известняках, а также в органогенно-детритовых известняках и мергелях нижнего и среднего ордовика. Черные аргиллиты моссенской и фякаской свит, как и афанитовые известняки среднего и верхнего ордовика, содержат более бедную ассоциацию этих остатков.

Изучение конодонтов в Латвии начато сравнительно недавно. Первые сведения о латвийских конодонтах появились в 1963 г. в работах эстонских геологов [Мянниль Р. М., 1963; Вийра В. Я., 1968, 1974]. Большой интерес представляют определения конодонтовых элементов из керна ордовикских отложений скважин Стури-8 и Адзе-6, выполненные В. Вийрой. Характеристика нижнеордовикских конодонтовых элементов приведена в работе Л. К. Гайлите и Р. Ж. Ульст [1975б].

При определении конодонтовых остатков использована формальная классификация элементов по морфологическим признакам. При анализе конодонтовых ассоциаций с целью приближения к естественным группировкам сделана попытка выделения многоэлементных видов, описанных М. Линдстремом [Lindström, M., 1971] и С. Бергстремом [Bergström S., 1971] по классификации, предложенной М. Линдстремом [Lindström M., 1970]. В результате изучения сравнительно небольшой

Таблица 20

Систематический состав конодонтов ордовика Латвии

Надсемейство	Семейство	Подсемейство	Род	Кол-во видов
Distacodontacea (Bassler, 1925)	Proconodontidae Lindström, 1970	Cordylodontinae Lindström, 1970	*Cordylodus* Pander, 1856	4 (?)
	Distacodontidae Bassler, 1925		*Distacodus* Pander, 1856	1
			Drepanodus Pander, 1856	1
			Paltodus Pander, 1856	2
			Paroistodus Lindström, 1970	4
			Drepanoistodus Lindström, 1970	3
Chirognathacea (Branson et Mehl, 1944)	Oistodontidae Lindström, 1970		*Oistodus* Pander, 1856	1
			Scolopodus Pander, 1856	1
			Scandodus Lindström, 1955	1
Panderodontacea Lindström, 1970	Acanthodontidae Lindström, 1970	Protopanderodontinae Lindström, 1970	*Protopanderodus* Lindström, 1970	1
	Panderodontidae Lindström, 1970		*Panderodus* Ethington, 1959	1
			Belodina Ethington, 1959	1
Prioniodontacea (Bassler, 1925)	Periodontidae Lindström, 1970		*Periodon* Hadding, 1913	2
			Microzarkodina Lindström, 1970	1
	Prioniodontidae Bassler, 1925		*Prioniodus* Pander, 1856	4
			Gothodus Lindström, 1955	1
			Baltoniodus Lindström, 1970	2
	Balognathidae Hass, 1959		*Amorphognathus* Branson et Mehl, 1933	2
			Eoplacognathus Hamar, 1966	2
			Pygodus Lamont et Lindström, 1957	1

коллекции конодонтовых элементов (2640 экз.) установлено, что конодонтофориды ордовика Латвии представлены 32 многоэлементными видами, которые относятся к 20 родам 8 семейств (табл. 20). Родовая и надродовая принадлежность части элементов осталась невыяснен-

ной. Некоторые вопросы возникают при определении видовой принадлежности отдельных конодонтов одного морфологического облика, входящих в состав разных многоэлементных группировок, встречающихся на одном стратиграфическом уровне. Ряд конодонтовых аппаратов представлен в латвийской коллекции не полностью.

КОНОДОНТЫ В НИЖНЕМ ОРДОВИКЕ

Самые древние конодонтовые элементы получены из песчаников каллавереской свиты скв. Стури-8. Они представлены *Cordylodus angulatus* и *C. rotundatus*. На основании этих находок каллавереская свита сопоставляется с зоной Cordylodus angulatus, которая выделена С. П. Сергеевой в Ленинградской области и прослеживается, по данным В. Я. Вийры [1974], в пакерортском горизонте и, по М. Линдстрему [Lindström M., 1971], в тремадоке Европы.

В лутриньской и кумбриской пачках зебреской свиты в разрезах скважин Стури-8, Лиепая, Вергале-46, Кроньауце-57, Слампе-83, Рагациемс, Балдоне-80 и глауконитовых песчаниках и глинах в разрезе скв. Мадона-93 помимо кордилодусов заключен ряд следующих характерных элементов: *«Acodus» tetrahedron, «Drepanodus» deltifer, «D.» pristinus, «D.» numarcuatus, «D.» amoenus, «Oistodus» inaequalis, «O.» paralellus, «Scandodus» varanguensis, «S.» vitreus*. Эта ассоциация аналогична описанной В. Я. Вийрой [1970] из зоны Scandodus varanguensis, соответствующей варангуской пачке Эстонии. Присутствие в комплексе элементов *«D.» deltifer* и *«O.» inaequalis* позволяет судить о нахождении в этих отложениях многоэлементного вида *Paltodus deltifer*, а сочетание дрепанодиформ, представленных *«D.» numarcuatus* и *«D.» amoenus*, с ойстодиформами *«O.» paralellus* дает возможность выделить вид *Paroistodus numarcuatus*. Оба сложных вида, а также *Oneotodus variabilis* однозначно указывают на соответствие лутриньских и кумбриских отложений зебреской свиты зоне Paltodus deltifer тремадока Европы в зональной последовательности, установленной М. Линдстремом [Lindström M., 1971]. Эта зона одного возраста с цератопигевым горизонтом Балтоскандии.

В красноцветных мергелях зирниской пачки зебреской свиты Западной зоны содержится новый комплекс конодонтовых форм, в котором наряду со многими унаследованными элементами (табл. 21) появляются новые — *«Acodus» deltatus, «Drepanodus» arcuatus, «D.» sculponea, «Paltodus» inconstans, «Scandodus» pipa*. Аналогичный комплекс обнаружен в лээтсеской свите в разрезах скважин Овиши-94, Пуйкули, Вишки-25 и в большей нижней части свиты скв. Лудза-15 Восточной структурно-фациальной зоны (рис. 24). Характерная особенность этого комплекса состоит в многочисленности элементов *«Drepanodus» proteus* и *«Oistodus» paralellus*, относящихся к виду *Paroistodus proteus*, впервые найденному уже в кумбриской пачке зебреской свиты. Этот вид вместе с другим многоэлементным видом — *Paltodus inconstans*, установленным в этой ассоциации, дает основание коррелировать зирнискую пачку и большую нижнюю часть лээтсеской свиты с зоной Drepanodus proteus хуннебергского подгоризонта латорпа Прибалтики [Вийра В. Я., 1974] и зоной Paroistodus proteus аренига Европы [Lindström M., 1971].

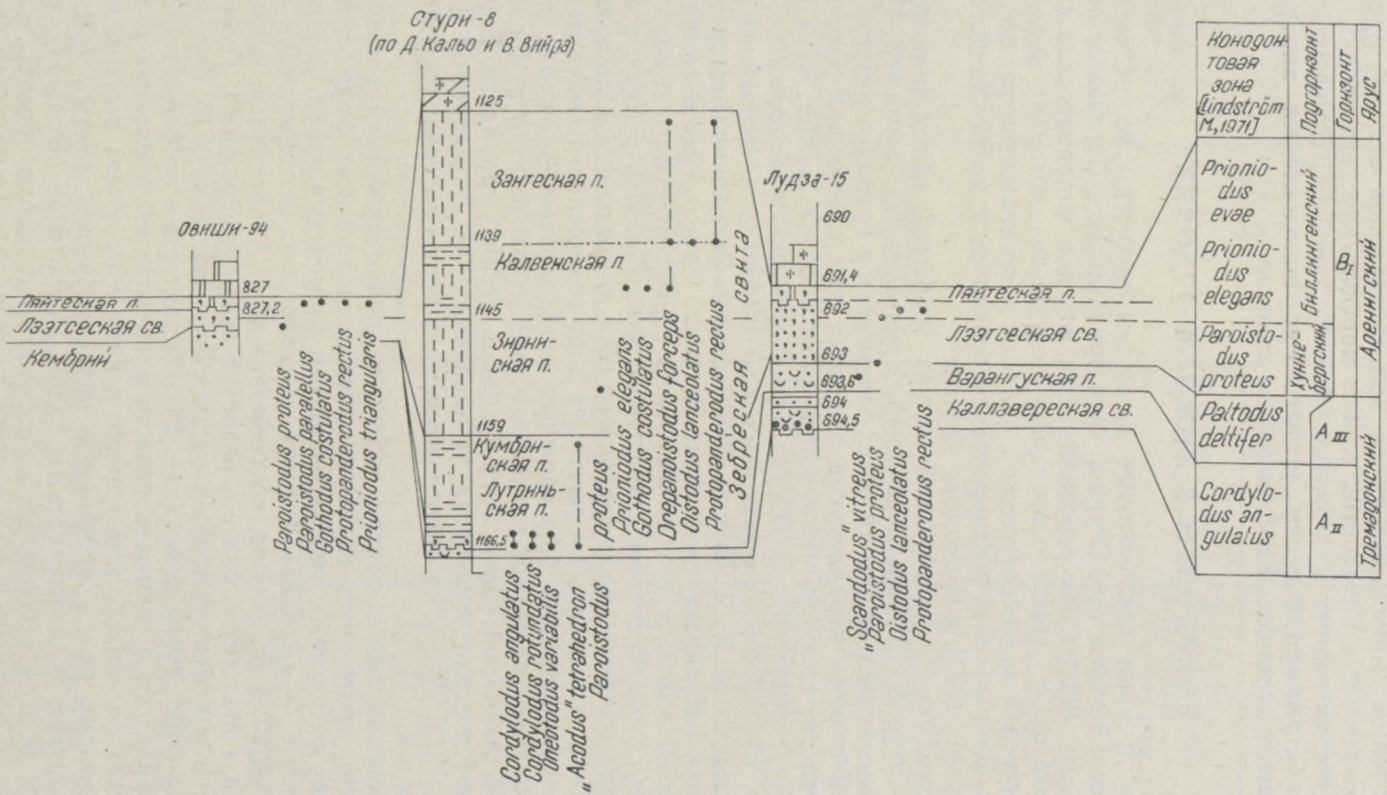


Рис. 24. Распространение конодонтов в тремадокских и аренигских отложениях Западной и Восточной структурно-фациальных зон.

Таблица 21

Распространение конодонтов в ордовикских отложениях Западной структурно-фациальной зоны

Многоэлементные виды конодонтов	Составные элементы или формальные виды	Горизонт																										
		A_{II}	A_{III}		B_{I}			B_{II}	B_{III}			$C_{I}a$	$C_{I}b$	$C_{I}c$	C_{II}	$C_{III}-D_{I}$	D_{II}	D_{III}	E	$F_{I}a$		$F_{I}b$	$F_{I}c$					F_{II}	
		Свита																										
		каллавереская	зебреская					циецерская	балдонская				стирнаская	таурупская	дрейманская	адзеская	блиденская	моссенская		воореская		фякаская	юнсторпская	елгавская	паровейская	куйлиская	кулдигская	салдусская
		Пачка																										
			лутриньская	кумбриская	зирниская	калвенская	зантеская	крюкайская	шакинская	шюпильская	зиемельская нижняя	зиемельская верхняя						«черные аргиллиты»	приекульская	паэкнаская	сауньяская							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Cordylodus angulatus Pander	*Cordylodus angulatus* Pand.	3	2		2																							
	C. rotundatus Pand.	3		1	2																							
	C. prion Lindstr.			2																								
Oneotodus variabilis Lindström	*Oneotodus variabilis* Lindstr.	8		4	1																							
Drepanodus arcuatus Pander	*Drepanodus arcuatus* Pand.				15		13	14		10	14	1																
	D. sculponea Lindstr.				10	11																						
	Scandodus pipa Lindstr.				8	13	9	2		2	6																	
Paltodus deltifer (Lindström)	*Drepanodus deltifer* Lindstr.		4	6																								
	Oistodus inaequalis Pand.	4	8	10																								

Продолжение таблицы 21

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Paltodus inconstans Lindström	*Paltodus inconstans* Lindstr.				4																							
	Oistodus inaequalis Pand.				14																							
	Acodus sp.				6																							
Paroistodus numarcuatus (Lindström)	*Drepanodus numarcuatus* Lindstr.	1		27	23																							
	D. amoenus Lindstr.			15	5																							
	Oistodus paralellus Pand.	2		27	7																							
Paroistodus proteus (Lindström)	*Drepanodus proteus* Lindstr.			2	39																							
	Oistodus paralellus Pand.			3	40																							
Paroistodus paralellus (Pander)	*Distacodus expansus* (Graves and Ellison)					7	14																					
	Oistodus paralellus Pand.					15	25																					
Paroistodus originalis (Sergeeva)	*Distacodus* sp.							1																				
	Oistodus originalis Sergeeva							7																				
Drepanoistodus forceps (Lindström)	*Oistodus forceps* Lindstr.					23	18	28		7																		
	Drepanodus homocurvatus Lindstr.					19	26	20		7	8																	
	D. planus Lindstr.						3	15			3																	
	D. suberectus (Br. et Mehl)			1	2	4	11	10		13																		
	Acodus deltatus Lindstr.				1	2																						
Drepanoistodus basiovalis (Sergeeva)	*Oistodus basiovalis* Sergeeva							2		9																		
	Drepanodus homocurvatus Lindstr.							11																				
	D. planus Lindstr.							16																				
Drepanoistodus suberectus (Branson et Mehl)	*Oistodus inclinatus* Br. et Mehl												1															
	O. excelsus Stauffer												2	14	4	2				1		5						
	O. venustus Stauffer												4	9	7	4												
	Drepanodus suberectus (Br. et Mehl)												5	9	7	2												
	D. homocurvatus Lindstr.												6	15	9	5	2	1	7	2								
Oistodus lanceolatus Pander	*Oistodus lanceolatus* Pand.					11																						
	O. triangularis Lindstr.					6																						
	O. delta Lindstr.					8																						

Scolopodus rex Lindström	*Scolopodus rex* Lindstr.					5	6	6																				
Scandodus brevibasis (Sergeeva)	*Oistodus brevibasis* Sergeeva							2																				
	Scolopodus sp.							1																				
Protopanderodus rectus (Lindström)	*Acontiodus rectus* Lindstr.					8	10	56	4																			
	A. aff. *rectus* Lindstr.											3																
	Scandodus rectus Lindstr.						2	31	1																			
Stolodus stola (Lindström)	*Distacodus stola* Lindstr.					1	2																					
Panderodus gracilis (Branson et Mehl)	*Panderodus gracilis* (Br. et Mehl)												1	16	5	9	6	2		17		10			7		1	
	P. compressus (Br. et Mehl)													3	2					6					5			
Periodon flabellum (Lindström)	*Trichonodella flabellum* Lindstr.						2																					
	Prioniodina ? *deflexa* Lindstr.						2																					
Periodon sp.	*Periodon undosus* Viira																			3				12				
	Prioniodina sp.																			1				1				
Microzarkodina flabellum (Lindström)	*Trichonodella alae* Lindstr.						2	4		3																		
	T. ? *irregularis* Lindstr.							4		2																		
	Prioniodina flabellum Lindstr.							10																				
	Cordylodus perlongus Lindstr.							4	2	2																		
	Oistodus complanatus Lindstr.							6																				
Gothodus costulatus Lindström	*Gothodus costulatus* Lindstr.					23																						
	Acodus deltatus Lindstr.					4																						
	Tetraprioniodus denticulatus Lindstr.					1																						
	Roundya longa (Lindstr.)					5																						
	Oistodus linguatus Lindstr.					1																						
	Oepikodus sp.					1																						
Prioniodus evae Lindström	*Prioniodus evae* Lindstr.						6																					
	Oepikodus smithensis Lindstr.						17																					
	Oistodus sp.						3																					
Prioniodus elegans Pander	*Prioniodus elegans* Pander					4																						
	Falodus prodentatus (Graves et Ellison)					4																						

Окончание таблицы 21

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Prioniodus prevariabilis Fähraeus	*Prioniodus prevariabilis* Fähraeus												8	9														
	Prioniodus alatus Hadd.							4		1			1	4	3	2												
	P. variabilis Bergstr.												8	15	13	5												
	Dichognathus ? sp.												3	3														
	Falodus robustus (Bergstr.)												14	29	16	13												
	Paracordylodus n. sp. 2 Lindstr.												10	19	3	9												
	P. lindsroemi Bergstr.												8	18	10	4												
Prioniodus variabilis Bergström	*Roundya inclinata* (Rhod.)												6	15	8	8												
	Tetraprioniodus asymmetricus Bergstr.												14	14	7	2												
	Prioniodus aff. *variabilis* Bergstr.														4	4												
Prioniodus cf. *gerdae* Bergström	*Amorphognathus* cf. *gerdae* (Bergstr.)															1												
	Roundya gracilis (Rhod.)															2												
	Keislognathus gracilis Rhod.														5	1												
	Ligonodina delicata (Br. et Mehl)														2													
	Tetraprioniodus asymmetricus Bergst.														2	2												
Baltoniodus triangularis (Lindström)	*Prioniodus triangularis* Lindstr.						8																					
	Tetraprioniodus quadrangulum (Lindstr.)						4																					
	Oistodus linguatus extenuatus (Lindstr.)						3																					
Baltoniodus aff. *navis* (Lindström)	*Prioniodus navis* Lindstr.							4																				
	Tetraprioniodus minax Sergeeva							2																				
	Oistodus sp.,							3																				
	Falodus simplex Sergeeva							12																				
	Roundya minor (Lindstr.)							10																				
Amorphognathus tvaerensis Bergström	*Amorphognathus* sp. indet.														3	2												
	A. ordovicia Br. et Mehl														2	1												
	Ambalodus triangularis suecicus Bergstr.														4	1												
	Holodontus ordovicicus (Bergstr.)														3	2												

	Roundya inclinata (Rhod.)															1	1											
Amorphognathus cf. *ordovicicus* Branson et Mehl	*Amorphognathus* sp. indet.																				3		15		8			
	Ambalodus triangularis frognoeyensis Hamar																			2				5				
	A. triangularis ssp. n. Viira																				3		5		16			
	Keislognathus gracilis Rhod.																	4		1	2		5		2			
	Ligonodina delicata (Br. et Mehl)																						2		4			
	Tetraprioniodus superbus (Rhod.)																								6			
	Roundya diminuta (Rhod.)																								3			
Pygodus serrus (Hadding)	*Haddingodus serra* Hadding														8													
	Pygodus n. sp.														3													
Pygodus anserinus (Bergström)	*Pygodus anserinus* Lamot et Bergstr.														1													
Eoplacognathus lindstroemi (Hamar)	*Eoplacognathus* cf. *robustus* (Hamar),														1													
	Polyplacognathus sp.														1													
Acodus mutatus (Branson et Mehl)	*Acodus mutatus* (Br. et Mehl)		2	4	6																	5	2	1				
Genus uncertain	*Acontiodus arcuatus* Lindstr.													3	4													
	Ambalodus planus Sergeeva											4	5															
	A. pseudoplanus Viira												5															
	Coelocerodontus sp.																			1	2				5			
	Drepanodus pristinus Viira				9																							
	D. longibasis Lindstr.												1															
	D. aff. *deltifer* Lindstr.																				1				1			
	D. aff. *cavus* Webers																				2				5			
	Hamarodus estonicus Viira																					1						
	Hamarodus europaeus (Serpagli)																				2				3			
	Oistodus abundans Br. et Mehl													8	25	4	4	2		1	8		2		15			
	Ozarkodina aff. *rodesi* Lindstr.																		3									
	Scandodus vitreus Viira		1		13																							
	S. varanguensis Viira		2	1																								
	S. sp. I Lindstr. (=*Oneotodus simplex* Furnish)										5	10	4	11		16	1						2					
	Scolopodus variocostatus Sweet et Bergstr.										5		1	4	5					1								
	S. insculptus (Br. et Mehl)																			1	2		1		8			

Рис. 25. Стратиграфическое распространение конодонтов.

Таблица 22

Распространение конодонтов в ордовикских отложениях Восточной структурно-фациальной зоны

Многоэлементные виды конодонтов	Составные элементы или формальные виды	Горизонт																										
		A_{II}	B_{I}		B_{II}		B_{III}			$C_{I}a$	$C_{I}b$	$C_{I}c$	C_{II}		$C_{III}-D_{II}$			D_{III}	$E-F_{I}a$	$F_{I}b$	$F_{I}c$							F_{II}
		Свита																										
		каллавереская	лээтсеская		драйсейкская		бичюнская		рокишкская		даугавпилсская				межциемская				воореская	мейлунская	сведасайская	моэская	халликуская	балтинавская	укмяргская	лудзаская	адилаская	таученская
		Пачка																										
		салантайская		пяйтеская					юодупская	вайдленская	вижунская	краштайская	кряуносская	сартайская	швянтупская	ауляльская	вилучайская	лукштайская										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Cordylodus angulatus Pander	*Cordylodus angulatus* Pand.		2																									
	C. rotundatus Pand.		2																									
	C. prion Lindstr.		1																									
Drepanodus arcuatus Pander	*Drepanodus arcuatus* Pand.		1		3	2			4		1																	
	Scandodus pipa Lindstr.		10						1																			
Paltodus inconstans Lindström	*Paltodus inconstans* Lindstr.		5																									
	Oistodus inaequalis Pand.		2																									
Paroistodus proteus (Lindström)	*Drepanodus proteus* Lindstr.		7																									
	Oistodus paralellus Pand.		1																									

Продолжение таблицы 22

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Paroistodus originalis (Sergeeva)	*Distacodus* sp.				1																							
	Oistodus originalis Sergeeva				6																							
Drepanoistodus forceps (Lindström)	*Oistodus forceps* Lindstr.			5	2																							
	Drepanodus homocurvatus Lindstr.			3	7	8																						
	D. planus Lindst.			3	7	4																						
	D. suberectus (Br. et Mehl)			3	2	3																						
	Acodus deltatus Lindstr.			3																								
Drepanoistodus basiovalis (Sergeeva)	*Oistodus basiovalis* Sergeeva				7	20		3	3																			
	Drepanodus homocurvatus Lindstr.								5																			
	D. planus Lindstr.							2	2																			
Drepanoistodus suberectus (Branson et Mehl)	*Oistodus inclinatus* Br. et Mehl										2																	
	? *O. excelsus* Stauffer										1	3		2	2		1											
	? *O. venustus* Stauffer										2	3				1												
	Drepanodus suberectus (Br. et Mehl)										6	1		2			2											
	D. homocurvatus Lindstr.										3	5		2	2	2	3											
Oistodus lanceolatus Pander	*Oistodus lanceolatus* Pand.			2																								
	O. delta Lindstr.,			2																								
	O. triangularis Lindstr.			1																								
Scolopodus rex Lindström	*Scolopodus rex* Lindstr.		8	1																								
Scandodus brevibasis (Sergeeva)	*Oistodus brevibasis* Sergeeva				4																							
	Paltodus volchovensis Sergeeva				1																							
Protopanderodus rectus (Lindström)	*Acontiodus rectus* Lindstr.			3	10	6			1																			
	A. aff. *rectus* Lindstr.									1	2																	
	Scandodus rectus Lindstr.				5	1				1																		
Panderodus gracilis (Branson et Mehl)	*Panderodus gracilis* (Br. et Mehl)										5	3	1	2	1	10		4	4	20								
	P. compressus (Br. et Mehl)											1				4		2	1									
Belodina compressa (Branson et Mehl)	*Belodina compressa* (Br.—Mehl)																			1								

Periodon sp.	*Periodon undosus* Viira																	1	2	1								
	Prioniodina sp.																		1									
Gothodus costulatus Lindström	*Gothodus costulatus* Lindstr.			1																								
	Acodus deltatus Lindstr.			2																								
	Roundya longa Lindstr.					7	8	1																				
	Tetraprioniodus sp.							1																				
Prioniodus elegans Pander	*Prioniodus elegans* Pand.			2																								
	Falodus sp. indet.			1																								
Prioniodus evae Lindström	*Oepikodus smithensis* Lindstr.			1																								
	Oistodus sp.			3																								
Prioniodus prevariabilis Fähraeus	*Prioniodus prevariabilis* Fähraeus										3	5																
	P. alatus Hadding										1																	
	P. sp. I Lindstr.										4																	
	P. variabilis Bergstr.											1	4	2	1													
	Dichognathus ? sp.										1																	
Prioniodus variabilis Bergström	*Falodus robustus* (Bergstr.)										8	8			1													
	Paracordylodus n. sp. Lindstr.										5	2																
	P. lindstroemi Bergstr.										6	2	2															
	Roundya inclinata (Rhodes)										4	2			1													
	Tetraprioniodus asymmetricus Bergstr.										7	4																
Prioniodus cf. *gerdae* Bergström	*Amorphognathus* aff. *gerdae* (Bergstr.)															4		1										
	Prioniodus variabilis Bergstr.															4												
	P. alatus Hadding															2		1										
	Falodus robustus (Bergstr.)																1											
	Paracordylodus lindstroemi Bergstr., *Roundya gracilis* (Rhod.)																	2		1								
	Keislognathus gracilis Rhod.																1											
Baltoniodus triangularis (Lindström)	*Prioniodus triangularis* Lindstr.			1	2																							
	Tetraprioniodus quadrangulum (Lindstr.)				2																							
Amorphognathus tvaerensis Bergström	*Amorphognathus* sp. indet.														3	1		1										

Окончание таблицы 22

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
	Ambalodus triangularis suecicus Bergstr.												4	3	10	6	4											
	Holodontus ordovicicus (Bergstr.)												1		7	2	1											
	Roundya inclinata (Rhod.)														2													
	Amorphognathus ex gr. *ordovicica* Br. et Mehl																6			5								
	Ambalodus triangularis frognoeyensis Hamar																		1	1								
	A. triangularis ssp. n. Viira																			4								
Amorphognathus cf. *ordovicicus* Branson et Mehl	*Keislognathus gracilis* Rhod.																		1									
	Ligonodina delicata (Br. et Mehl)																		2									
	Roundya diminuta (Rhod.)																	2										
	R. gracilis (Rhod.)																		1									
	Tetraprioniodus cf. superbus (Rhod.)																	1										
Eoplacognathus cf. *robustus* Bergström	*Eoplacognathus* cf. *robustus* Bergstr.											2																
Pygodus serrus (Hadding)	*Haddingodus serra* Hadd., *Pygodus* n. sp.											2 1																
Acodus mutatus (Branson et Mehl)	*Acodus mutatus* (Br. et Mehl)																		1	1	3							
Genus uncertain	*Ambalodus pseudoplanus* Viira							4	2																			
	A. aff. *planus* Sergeeva					5					6	11		3	2													
	Oistodus abundans Br. et Mehl																											
	Ozarkodina aff. *rodesi* Lindstr.,										5	3			1			3										
	Scandodus vitreus Viira	3																										

В калвенской пачке зебреской свиты происходит заметное изменение состава конодонтовых элементов, наблюдаемое в разрезах скважин Адзе-6, Вергале-46, Лиепая, Балдоне-80 и др. В ней фиксируется появление ряда новых простых и сложных форм: *«Gothodus» costulatus, «Oistodus» lanceolatus, «O.» triangularis, «Oepikodus» smithensis, «Prioniodus»* cf. *elegans, «P.» evae, «Distacodus» stola,* свойственных глинам калвенской и вышележащей зантеской пачек зебреской свиты (см. табл. 21, рис. 25). В этих глинах заключены также *«Acontiodus» rectus, «Drepanodus» arcuatus, «Oistodus» forceps, «Scolopodus» rex,* широко распространенные и в вышележащих отложениях нижнего ордовика. Близкая конодонтовая ассоциация содержится в глауконитовом доломите пяйтеской пачки в разрезах скважин Овиши-94, Пуйкуле, Лудза-15, Вишки-25. Совместное нахождение ряда конодонтовых элементов из названного комплекса позволяет установить присутствие в этих отложениях таких многоэлементных видов, как *Drepanodus arcuatus, Paroistodus paralellus, Drepanoistodus forceps, Oistodus lanceolatus, Scolopodus rex, Protopanderodus rectus, Stolodus stola, Periodon flabellum, Gothodus costulatus, Prioniodus elegans, P. evae* (табл. 22). Названные виды характерны для аренигских зон Prioniodus elegans и P. evae в конодонтовой последовательности ордовика Европы [Lindström M., 1971]. Эти зоны по объему соответствуют зоне «Oistodus» lanceolatus, установленной В. Я. Вийрой в биллингенском подгоризонте латорпского горизонта Эстонии и выделявшейся ранее в Латвии [Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж., 1975].

В красноцветных мергелях крюкайской пачки циецерской свиты в разрезе скв. Адзе-6 (Западная зона) и в пестроцветных известняках верхней половины драйсейкской свиты скв. Шкяуне-103 (Восточная зона) наряду с унаследованными конодонтовыми элементами, входящими в состав видов *Drepanodus arcuatus, Drepanoistodus forceps, Protopanderodus rectus,* содержится и ряд новых форм, образующих группировки *Paroistodus originalis, Scandodus brevibasis,* характерные только для этих отложений. Обнаруженные здесь элементы вида *Drepanoistodus basiovalis* встречаются и в более молодых отложениях. Широкое развитие в рассматриваемых отложениях приобретают элементы *«Trichonodella» alae, «Cordylodus» perlongus, «Prioniodina» flabellum* и другие, составляющие многоэлементный вид *Microzarkodina flabellum.* К низам крюкайской пачки циецерской свиты приурочены сравнительно редко встречающиеся сложные формы *«Prioniodus» navis,* по-видимому, относящиеся к виду *Baltoniodus* aff. *navis.* В низах пяйтеской пачки драйсейкской свиты Восточной зоны обнаружен *Baltoniodus triangularis* — вид, который в разрезе скв. Адзе-6 приурочен к верхам зантеской пачки зебреской свиты.

Видовой состав конодонтов из крюкайской пачки циецерской свиты и верхней половины драйсейкской свиты позволяет грубо сопоставлять эти отложения с зонами Baltoniodus triangularis, B. navis и Paroistodus originalis конодонтовой последовательности аренига Европы [Lindström M., 1971] и зоной «Cordylodus» perlongus волховского горизонта Прибалтики [Вийра В. Я., 1974].

В шакинской пачке циецерской свиты, шюпильской и низах зиемельской пачки балдонской свиты нижнего ордовика Западной зоны заключен единый немногочисленный комплекс конодонтовых элементов, в основном принадлежащих к видам широкого стратиграфического диа-

пазона. Здесь заканчивают свое существование *Drepanoistodus forceps, D. basiovalis* и *Microzarkodina flabellum*, появившиеся в нижележащих отложениях; часто встречаются составные элементы видов *Protopanderodus rectus, Drepanodus arcuatus,* исчезающие в верхней зиемельской пачке балдонской свиты. Кроме того, В. Я. Вийра [1974] в этих отложениях разреза скв. Адзе-6 установила присутствие *«Ambalodus» planus* и *«A.» pseudoplanus* — зональных элементов, характерных для кундаского горизонта Эстонии. Аналогичная ассоциация конодонтов присуща пестроцветным известнякам бичюнской свиты и юодупским известнякам рокишкской свиты нижнего ордовика Восточной структурно-фациальной зоны.

КОНОДОНТЫ В СРЕДНЕМ ОРДОВИКЕ

В верхней зиемельской пачке балдонской свиты Западной зоны и вайдленской пачке рокишкской свиты Восточной зоны, залегающих в основании среднего отдела ордовика, конодонтовые элементы изучены пока слабо. Из этих отложений известны виды *D. arcuatus, P. rectus,* характерные для нижнего ордовика, и *Panderodus gracilis,* впервые появляющийся в данных отложениях и широко распространенный в вышележащих породах.

В известняках стирнаской и таурупской свит в разрезах скважин Адзе-6, Вергале-46, Рагациемс, Пуйкуле, Балдоне-80 Западной зоны помимо видов широкого стратиграфического диапазона установлены следующие элементы: *«Prioniodus», prevariabilis, «P.» alatus, «P.» variabilis, «Dichognathus»?* sp., *«Falodus» robustus, «Paracordylodus»* n. sp. 2, *«P.» lindstroemi, «Roundya» inclinata, «Tetraprioniodus» asymmetricus,* входящие, по мнению С. Бергстрема, в состав вида *Prioniodus prevariabilis.* В таурупской свите встречены многоэлементные виды *Eoplacognathus lindstroemi* и *Pygodus serrus* (рис. 25).

Из известняков и мергелей вижунской и краштайской пачек даугавпилсской свиты в разрезах скважин Лудза-15, Вишки-25, Шкяуне-103 Восточной зоны известны также *Prioniodus prevariabilis, Eoplacognathus* cf. *robustus* и *Pygodus serrus,* составляющие комплекс конодонтовых видов, аналогичный установленному на западе Латвии.

В среднем ордовике Эстонии составные элементы аппарата *Pygodus serrus — «Haddingodus» serrus* и *«Pygodus» anserinus* являются зональными видами ухакуского горизонта [Вийра В. Я., 1974]. В зональной последовательности, предложенной С. Бергстремом для среднего ордовика Европы, зона Pygodus serrus сопоставлена с азериским, ласнамягиским и ухакуским горизонтами [Bergström S., 1971].

Детритовые известняки дрейманской и адзеской свит, пройденные скважинами Адзе-6, Слампе-83, Рагациемс, Пуйкуле, Балдоне-80, заключают в себе единый комплекс видов, в котором наряду с транзитными наблюдаются новые многоэлементные аппараты: *Prioniodus variabilis* и *P.* cf. *gerdae,* сходные по составу с *P. prevariabilis* и сменяющие его вверх по разрезу. В этот же комплекс входит *Amorphognathus tvaerensis,* содержащий характерные легкоопределимые элементы — *«Holodontus» ordovicicus* и *«Ambalodus» triangularis suecicus,* которые известны из кукрузеского и идавереского горизонтов Эстонии [Вийра В. Я., 1974]. Зона Amorphognathus tvaerensis выделена С. Бергстремом [Berg-

ström S., 1971] в шкале ордовика Европы и соответствует, по его мнению, верхам кукрузеского горизонта и всему идаверескому горизонту нижней половины карадокского яруса.

В Восточной зоне названные породы содержатся в известняках кряуносской и сартайской пачек даугавпилсской свиты, а также в мергелях швянтупской, ауляльской и вилучайской пачек межциемской свиты. Эти конодонты установлены в перечисленных подразделениях скважин Лудза-15, Вишки-25 и Шкяуне-103.

Конодонты блиденской и моссенской свит Западной зоны, равно как и верхней части межциемской свиты и низов воореской свиты Восточной зоны, изучены очень плохо. Помимо *D. suberectus* и *P. gracilis*, из этих отложений определены отдельные элементы *«Amorphognathus»* sp. indet., *«Keislognathus» gracilis, «Oistodus» abundans, «Ozarkodina»* aff. *rodesi, «Roundya» diminuta, «Scolopodus» varicostatus, «Tetraprioniodus»* cf. *superbus*. Состав ассоциации конодонтовых элементов дает некоторое основание допустить появление уже в этих отложениях многоэлементного вида *Amorphognathus* cf. *ordovicicus*, характерного для верхнеордовикских отложений.

КОНОДОНТЫ В ВЕРХНЕМ ОРДОВИКЕ

Конодонтовые элементы верхнего отдела ордовика Латвии изучены плохо. Наибольшее число экземпляров этих остатков обнаружено в воореской и фякаской свитах скважин Адзе-6, Вергале-46, Снепеле-90, Стури-8, Балдоне-80. Отсюда определены *«Ambalodus» triangularis frognoeyensis, «A.» triangularis* ssp. n., *«Keislognathus» gracilis, «Ligonodina» delicata, «Roundya» diminuta, «Tetraprioniodus» superbus*. Присутствуют также неопределимые обломки аморфогнатодиформ. Возможно, что эти элементы являются составными частями многоэлементного вида *Amorphognathus cf. ordovicicus*. Кроме того, в ассоциации конодонтов из названных свит часто присутствуют *«Periodon» undosus* и *«Prioniodina»* sp., которые могут принадлежать одному виду *Periodon* sp., элементы *«Hamarodus» estonicus* и *«H.» europaeus*. Только для этих отложений характерен многоэлементный вид *Acodus mutatus*.

Сходный комплекс конодонтовых остатков обнаружен в верхней половине воореской свиты и мейлунской свите верхнего ордовика, вскрытых скважинами Лудза-15 и Шкяуне-103 в Восточной зоне. К особенностям этого комплекса относится отсутствие в нем элементов формального рода *«Hamarodus»* и редкие находки *«Belodina» compressa*.

Подобная ассоциация конодонтовых элементов установлена В. Я. Вийрой [1974] для зоны «Ambalodus» triangularis frognoeyensis, грубо соответствующей набаласкому горизонту, и для низов зоны «Ambalodus» triangularis ssp. n. вормсиского горизонта.

Юнсторпская и елгавская свиты, залегающие выше в разрезах верхнего ордовика Западной зоны, охарактеризованы бедным комплексом конодонтов. Из этих свит, вскрытых скважинами Адзе-6, Вергале-46, известны элементы, квалифицированные как вид *Amorphognathus* cf. *ordovicicus*. Среди элементов этого вида наиболее многочисленны амбалодиформы (*A. triangularis* ssp. n.).

В разрезе скв. Стури-8 элементы *A.* cf. *ordovicicus* установлены В. Я. Вийрой и в известняках паровейской свиты. В комплекс из

юнсторпской—паровейской свит входят также элементы вида *Periodon* sp. и *«Hamarodus» europaeus,* из видов и элементов широкого стратиграфического диапазона присутствуют *Panderodus gracilis, «Oistodus» abundans, «Drepanodus»* aff. *cavus, «Scolopodus» insculptus* (см. рис. 25).

Конодонты из одновозрастных отложений Восточной зоны пока не изучены.

Описанная выше ассоциация конодонтовых элементов близка к указанной В. Я. Вийрой [1974] для зоны Ambalodus triangularis ssp. n., соответствующей пиргускому и, возможно, поркунискому горизонтам ордовика.

Конодонты из кулдигской и салдусской свит (так же как и из тауценской свиты), венчающих ордовик Латвии, почти не известны. Единственная находка из кулдигской свиты определена как *Panderodus gracilis* — вид, характерный для среднего и верхнего отделов ордовика.

Таким образом, изучение небольшой коллекции латвийских конодонтов показало, что в ордовике Латвии присутствует подавляющее большинство многоэлементных видов, установленных М. Линдстремом и С. Бергстремом в аналогичных отложениях Европы.

Сравнительно редкий отбор аналитических проб не позволил выявить диапазоны вертикального распространения видов в местных подразделениях ордовика, поэтому, хотя присутствие многих европейских конодонтовых зон в ордовике Латвии не вызывает сомнения, зональное расчленение этой системы в республике по конодонтам для большей части разреза ордовика пока не представляется возможным. Конодонтовые комплексы Западной и Восточной зон очень близки, что дает возможность использовать их для корреляции разнофациальных ордовикских разрезов в Латвии.

Глава 5. БИОСТРАТИГРАФИЯ

ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ОРДОВИКА

Основным хроностратиграфическим подразделением регионального характера, имеющим корреляционное значение, в стратиграфической схеме ордовика Латвии является горизонт, прослеживаемый по совокупности палеонтологических и, в меньшей мере, литолого-фациальных признаков. Выделение горизонтов, характеризующихся определенным палеонтологическим содержанием, позволяет устанавливать пространственные и временные соотношения местных подразделений — свит и пачек. Для подразделения ордовика Латвии используются горизонты стратиграфической схемы ордовика Эстонии, впервые примененные для расчленения ордовикских отложений всей территории Прибалтики Р. М. Мяннилем [1963, 1966; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968].

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижний отдел ордовика Латвии объединяет отложения трех ярусов — тремадокского, аренигского и нижней части лланвирнского, соответствующие зонам Dictyonema flabelliforme, Clonograptus tenellus, Angelina sedgwickii, Shumardia pusilla, Didymograptus extensus, D. hirundo и D. bifidus унифицированной шкалы и подразделяющиеся на территории Латвии на пакерортский, ceратопигевый, латорпский, волховский и кундаский горизонты (табл. 23). Строение отдела весьма сложное, характеризуется различной полнотой разрезов и частыми фациальными переходами, затрудняющими площадное прослеживание региональных стратонов. Всеми подразделениями нижний ордовик представлен в пределах Западной структурно-фациальной зоны в осевой части Елгавского палеопрогиба; по мере продвижения вверх по склонам палеопрогиба происходит постепенное выклинивание нижних подразделений — пачек и свит. Восточная зона характеризуется развитием резко сокращенного в объеме разреза нижнего отдела ордовика.

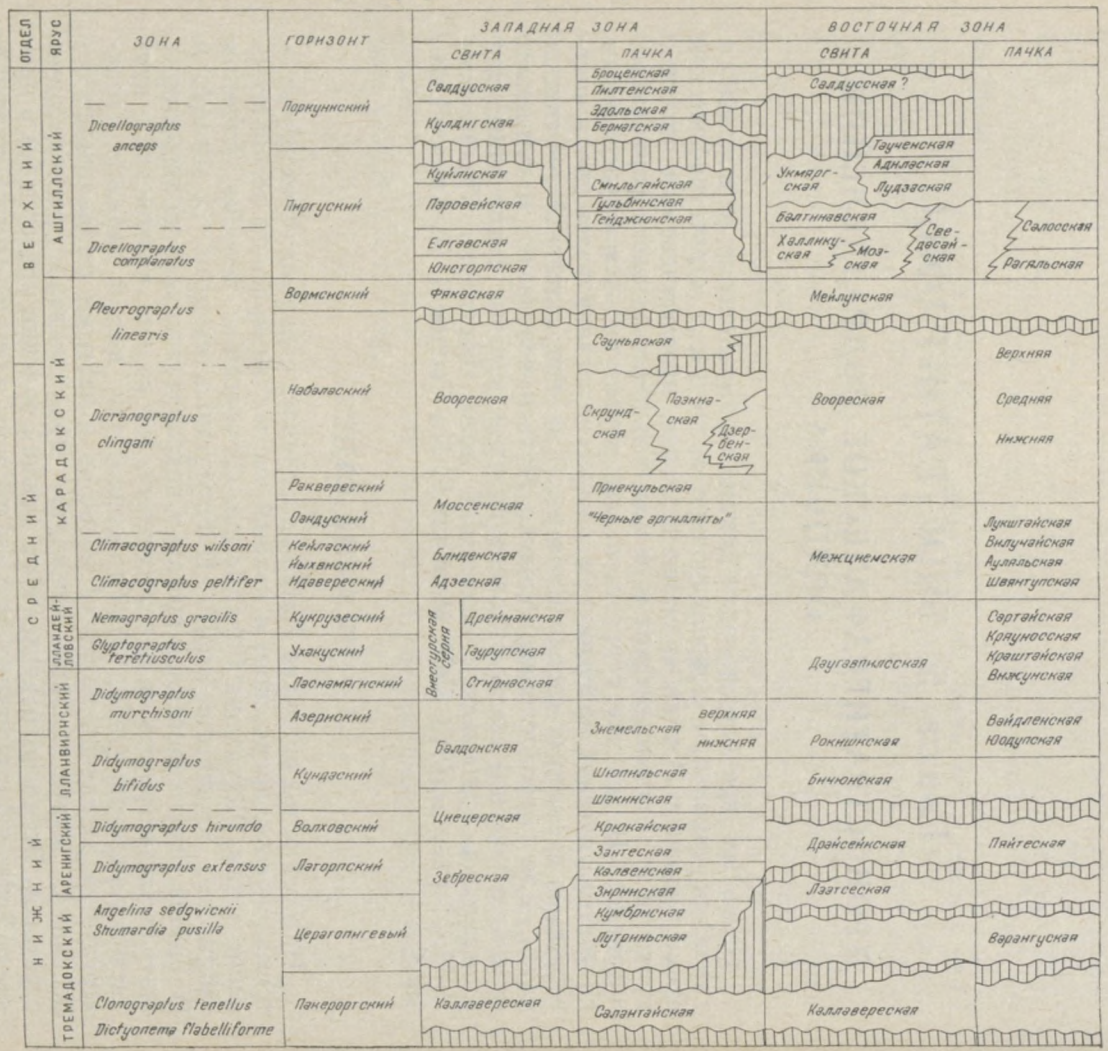
ТРЕМАДОКСКИЙ ЯРУС

Пакерортский горизонт (A_{II})

Пакерортский горизонт на территории Латвии повсеместно, за исключением крайнего северо-запада, трансгрессивно перекрывает кембрийские образования. В горизонт включены отложения, составляющие каллаверескую свиту.

Таблица 23

Стратиграфическая схема ордовика Латвии



Литологическая и палеонтологическая характеристики. Каллавереская свита, образующая пакеортский горизонт, представлена серыми кварцевыми песчаниками. Наиболее полные ее разрезы приурочены к северо-восточным районам республики, где в составе свиты кроме песчаников появляются прослои глин. В этих районах вполне допустима возможность соответствия пакеортскому горизонту лишь нижней части каллавереской свиты; верхняя глинистая часть ее, возможно, служит аналогом диктионемовых сланцев нижнего тремадока.

Песчаники каллавереской свиты содержат остатки беззамковых брахиопод и конодонтов. Брахиоподы, согласно определениям Т. Н. Алиховой [1953], В. А. Коркутиса [1971], представлены оболидами, относящимися к четырем видам, обосновывающим пакеортский возраст песчаников. В равной мере о пакеортском возрасте рассматриваемых отложений свидетельствуют определенные В. Я. Вийрой и Р. Ж. Ульст конодонты *Cordylodus angulatus, C. rotundatus,* являющиеся характерными тремадокскими видами, известными из пакеортского горизонта Северной Прибалтики [Вийра В. Я., 1974] и цератопигевых слоев Швеции (Lindström M., 1954]. Кроме двух руководящих видов, в комплекс конодонтов пакеорта Латвии входят *Oneotodus variabilis, Paltodus deltifer, Scandodus vitreus, Sc. varanguensis* и другие, присутствие которых наряду с развитием *Cordylodus angulatus* и *C. rotundatus* позволяет выделить песчаники каллавереской свиты в конодонтовую зону Cordyiodus angulatus. Типичный для этой зоны комплекс конодонтов имеет первостепенное значение при решении вопросов, связанных с выделением и прослеживанием пакеортского горизонта только в пределах Западной структурно-фациальной зоны; в Восточной зоне в песчаниках каллавереской свиты остатки конодонтов не обнаружены.

Нижняя граница и мощность. Нижняя граница горизонта, являющаяся границей ордовикской и кембрийской систем, фиксируется перерывом в осадконакоплении между трансгрессивно залегающим ордовиком и кембрием. В ряде скважин она отчетливая и приурочена к залегающему в подошве каллавереских песчаников базальному конгломерату; последний содержит гальки кембрийских песчаников и фосфатного материала. Там, где конгломерат выражен нечетко или отсутствует, основным критерием при проведении нижней границы пакеортского горизонта служит появление в разрезе оболид и типичных видов конодонтов.

Мощности горизонта на большей части территории Латвии не превышают 1 м. Выделяются два участка с увеличенными мощностями: первый охватывает небольшую территорию на юго-западе республики (скв. Бернаты-6 — 2 м, Лиепая — 3 м, Юрмалциемс-30 — 4 м), второй распространен на более обширной площади в центральной (скв. Плявиняс — 11 м, Рига Д-2 — 4,5 м, Бирини — 4 м) и юго-восточной частях Латвии (скв. Цирулиши — 7 м, Личи — 12 м, Понкули — 29 м).

Цератопигевый горизонт (A_{III})

Цератопигевый горизонт в стратиграфической схеме ордовика Прибалтики выделен в 1966 г. Р. М. Мяннилем, предложившим отнести к нему «отложения, залегающие между пакеортским и латорпским горизонтами и представляющие собой верхний тремадок со своеобразной

и специфической фауной». Ceратопигевый горизонт трансгрессивно залегает на пакерортских песчаниках, распространен в осевой части Елгавского палеопрогиба, предположительно в некоторых скважинах (Лудза-15, Мадона-93) в восточной части республики, и отсутствует в северных и юго-восточных районах Латвии.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. В ceратопигевый горизонт объединены лутриньская и кумбриская пачки нижней части зебреской свиты Западной Латвии и варангуская пачка — Восточной. Отложения, слагающие лутриньскую и кумбрискую пачки, представлены зеленовато-серыми и красновато-бурыми глинами, породы, образующие варангускую пачку, — серыми песчаниками и глинами. Из фаунистических остатков в лутриньской и кумбриской пачках встречены граптолиты, конодонты и единственный вид трилобита *Ceratopyge forficula* [Мянниль Р. М., 1963, 1966], определяющий позднетремадокский возраст лутриньской пачки. Среди граптолитов наибольшей стратиграфической валентностью характеризуются виды *Kiaerograptus kiaeri*, *Bryograptus* aff. *ramosus*, *Adelograptus* sp., подтверждающие соответствие лутриньской и кумбриской пачек граптолитовой зоне Kiaerograptus sp.—Clonograptus sp. позднетремадокского возраста.

В лутриньской и кумбриской пачках нижней части зебреской свиты Западной Латвии и в верхней части каллавереской свиты скважин Мадона-93 и Лудза-15 Восточной Латвии широко распространены конодонтовые элементы *«Drepanodus» deltifer*, *«Oistodus» inaequalis*, *«O». paralellus*, *«Drepanodus» numarcuatus*, *«D». amoenus*, составляющие многоэлементные виды *Paltodus deltifer* и *Paroistodus numarcuatus*, которые доказывают тремадокский возраст и соответствие зоне Paltodus deltifer заключающих их отложений (см. рис. 25).

Нижняя граница и мощность. Нижняя граница горизонта в области развития глинистых ceратопигевых отложений литологически четко выражена и приурочена к смене песчаников нижележащей каллавереской свиты глинами зебреской свиты. Нечеткой, устанавливаемой только по палеонтологическим признакам — находкам конодонтов зоны Paltodus deltifer — граница является в районах, где развита варангуская пачка верхнего тремадока (скважины Мадона-93, Лудза-15).

Мощности ceратопигевого горизонта максимальны в осевой части Елгавского палеопрогиба. Наибольших значений они достигают в юго-восточных районах (скважины Циецере-10, Скрунда-35 — 10 м, Блидене-5 — 9,5 м, Скрунда-31 — 9 м). В северо-восточном направлении мощности постепенно сокращаются до 4 м (скважины Инчукалнс-10П, Дзербене-100) и 2,0—1,5 м (скважины Бирини и Цирулиши). На востоке Латвии, где горизонт выделяется условно, его мощности не превышают 1 м (скважины Мадона-93 и Лудза-15).

АРЕНИГСКИЙ ЯРУС

Латорпский горизонт (B_I)

Латорпский горизонт установлен в 1960 г. В. Яануссоном [Jaanusson V., 1960] в качестве хроностратиграфического подразделения, объединяющего залегающие между ceратопигевым известняком и зоной Megistaspis (Megistaspis) lata группы Хуннеберг и Биллинген. В Прибал-

тике горизонт впервые выделен Р. М. Мяннилем в 1963 г. На территории Латвии он распространен повсеместно, перекрывает отложения цератопигевого возраста и в пределах Западной структурно-фациальной зоны представлен зирниской, калвенской и зантеской пачками зебреской свиты, в Восточной зоне — лээтсеской свитой и пяйтеской пачкой драйсейкской свиты.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. Для латорпского горизонта типична сильная фациальная изменчивость при переходе из Западной в Восточную структурно-фациальную зону. Она проявляется в смене зеленовато-серых и красновато-бурых глин, чередование которых образует зирнискую, калвенскую и зантескую пачки верхней части зебреской свиты, лээтсескими и пяйтескими глауконитовыми песчаниками и доломитами. Для стратификации толщи зебреских глин может быть использован большой комплекс ископаемых организмов — граптолитов, конодонтов, трилобитов, характеризующихся в латорпском горизонте зональным распределением и образующих ряд биостратиграфических зон.

Трилобитовая зональность латорпского горизонта охарактеризована Р. М. Мяннилем [1963, 1966], определившим из зирниской пачки трилобит *Borogothus stenorhachis,* типичный для зоны Megistaspis planilimbata, из калвенской и зантеской пачек — зональные виды вышележащих трилобитовых зон Megalaspides dalecarlicus и Megistaspis esthonica. В дальнейшем находки зонального вида нижней трилобитовой зоны Megistaspis planilimbata в зирниской пачке в кернах скважин Эдоле-60, Вергале-46 и Кроньауце-57 подтвердили распространение одноименной зоны в нижней части латорпского горизонта Латвии. Прослеживание трилобитовых зон M. dalecarlicus и M. esthonica, выяснение их объемов и границ проблематичны из-за отсутствия находок зональных и типичных для зон видов в зебреских глинах.

Находки граптолитов в латорпском горизонте Латвии более частые, вследствие чего зональная последовательность их определена более четко. Распространение наряду с типичной ассоциацией вида-индекса граптолитовой зоны Tetragraptus phyllograptoides в зирниской пачке низов зебреской свиты позволило Р. Ж. Ульст [Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж., 1975] выделить эти отложения в граптолитовую зону Tetragraptus phyllograptoides+T. approximatus и установить их аренигский возраст.

Возраст нижней части вышележащей калвенской пачки на основании развития типичных граптолитов и вида-индекса определен Р. Ж. Ульст как соответствующий граптолитовой зоне Didymograptus balticus, возраст верхней меньшей части калвенской и венчающей зебрескую свиту зантеской пачки — зонам Phyllograptus densus и Ph. angustifolius elongatus.

Не менее важны для обоснования возраста латорпского горизонта, особенно в Восточной структурно-фациальной зоне, конодонты, группирующиеся в Западной зоне в три зональных комплекса. Нижний комплекс, соответствующий зоне Paroistodus proteus, известен из зирниской пачки Западной Латвии и большей части лээтсеской свиты в восточных районах республики. Значительное обновление конодонтов в подошве калвенской пачки в Западной структурно-фациальной зоне и появление представителей конодонтовых зон аренига Европы

Prioniodus elegans и P. evae свидетельствуют о принадлежности к этим зонам глин калвенской и зантеской пачек зебреской свиты. Присутствие близкой конодонтовой ассоциации в пяйтеских доломитах Восточной структурно-фациальной зоны доказывает принадлежность этих отложений к зонам Prioniodus elegans—P. evae.

Нижняя граница и мощность. В Западной структурно-фациальной зоне нижняя граница латорпского горизонта достаточно четко обоснована сменой литологических признаков и палеонтологических комплексов, в Восточной зоне она более проблематична. В осевой части Елгавского палеопрогиба, в области развития тремадокских отложений, нижняя граница горизонта проводится по контакту зеленовато-серых кумбриских и красновато-бурых зирниских глин и обосновывается появлением в разрезе конодонтовых и граптолитовых сообществ аренигского возраста. На склонах палеопрогиба нижняя граница имеет четко трансгрессивный характер и приурочена к подошве пачек разного возраста зебреской свиты, перекрывающих песчаники пакерортского возраста. В северной и восточной частях Латвии эта граница устанавливается в подошве глауконитовых песчаников лээтсеской свиты, залегающих на размытой поверхности тремадокских кварцевых песчаников.

Мощности латорпского горизонта максимальны в осевой части Елгавского палеопрогиба, где достигают 38 (скв. Приекуле-16) и 37,5 м (скв. Добеле-91). На склонах палеопрогиба они постепенно сокращаются до 22—20 (скв. Балдоне-80 и Рига Д-2) и 7—5 м (скважины Скривери-102 и Талсы-55). Минимальные значения мощностей приурочены к северной и восточной частям республики (скважины Вентспилс Д-3 — 0,1 м, Овиши-94 — 0,2 м, Пуйкуле — 0,5 м, Нагли-106 — 0,8 м).

Волховский горизонт (B_{II})

Волховские отложения развиты повсеместно на территории Латвии и трансгрессивно с размывом залегают на поверхности подстилающего латорпского горизонта. Наиболее полный разрез горизонта представлен в пределах Елгавского палеопрогиба, где в его состав входит крюкайская пачка цицерской свиты. В Восточной структурно-фациальной зоне разрез горизонта из-за перерывов в осадконакоплении значительно сокращен и охватывает маломощные отложения верхней большей части драйсейкской свиты.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. Волховские отложения в Западной структурно-фациальной зоне отличаются развитием преимущественно красновато-бурых мергелей с богатой фауной трилобитов, остракод, в меньшей мере — конодонтов. В Восточной зоне отмечается преобладание более плотных известняков с резко обедненными комплексами фауны. Как в Западной, так и в Восточной структурно-фациальных зонах в красновато-бурых волховских отложениях роль граптолитов и хитинозой несущественна.

Трилобитовые сообщества волховского горизонта Латвии впервые определены Р. М. Мяннилем [1963]. Они достаточно разнообразны, но доминирует вид *Megistaspis limbata,* определяющий наряду с трилобитом *Raymondaspis limbata* принадлежность крюкайских мергелей к волховскому горизонту и одноименной трилобитовой зоне. Волхов-

ский возраст рассматриваемых отложений подтверждается также присутствием типичных остракод *Tallinnellina primaria, Ogmoopsis bocki, Rigidella mitis.* Надежным критерием включения в этот горизонт крюкайских мергелей Западной Латвии и соответствующих им на юго-востоке и северо-западе драйсейкских известняков служат находки конодонтовых элементов, позволяющие определить принадлежность названных отложений к зонам Baltiniodus triangularis, B. navis и Paroistodus originalis, установленным в арениге Европы [Lindström M., 1971], и к зоне «Cordylodus» perlongus волхова Прибалтики [Вийра В. Я,. 1974]. Из граптолитов Р. Ж. Ульст отмечено присутствие в единственной скважине (Бернаты-53) видов *Phyllograptus angustifolius, Glyptograptus* ex gr. *austrodentatus,* что не противоречит предположению о соответствии этой части разреза зоне Didymograptus hirundo.

Нижняя граница и мощность. Нижняя граница горизонта отчетливая в Западной структурно-фациальной зоне. Она приурочена к контакту глин латорпского и мергелей волховского возраста и достаточно надежно обоснована появлением в разрезе трилобитов *Megistaspis limbata* и волховских конодонтов. В Восточной зоне граница приурочена к контакту глауконитовых доломитов, песчаников и пестроокрашенных доломитов и подтверждается палеонтологическими данными — сменой в разрезе конодонтовых сообществ.

Мощности горизонта максимальны в осевой полосе Елгавского палеопрогиба, но по сравнению с нижележащими латорпскими отложениями наибольшие значения их смещены к северо-востоку и приурочены к скважинам Валмиера-7 и Нитауре-58 (соответственно, 33 и 32 м). В центральных и юго-западных районах республики значения мощностей горизонта колеблются в пределах 20—30 м (скважины Олайне Д-1 — 28 м, Добеле-91 — 24 м, Циецере-10 — 27 м), на северо-западе и юго-востоке сокращаясь до 5 м (скв. Вентспилс Д-3) и 0,9 м (скв. Вишки-25).

ЛЛАНВИРНСКИЙ ЯРУС

Кундаский горизонт (B_{III})

Кундаские отложения на территории Латвии повсеместно, в юго-восточных районах — с размывом залегают на волховских. Впервые подробная характеристика их, с выделением трех — хундерумского, валастеского и алуояского — подгоризонтов в Западной Латвии дана Р. М. Мяннилем [1963, 1966]. В пределах Западной структурно-фациальной зоны горизонт охватывает шакинскую пачку циецерской свиты, шюпильскую и нижнюю зиемельскую пачки балдонской свиты, в Восточной зоне — бичюнскую свиту и юодупскую пачку рокишкской свиты.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. Западный фациальный тип кундаских отложений характеризуется развитием разнообразного набора литологических типов пород: зеленовато-серых мергелей с редкими прослоями серовато-бурых известняков шакинской пачки, составляющей верхнюю половину циецерской свиты, глинистых красновато-бурых, с зеленовато-серыми пятнами известняков с прослоями пестроокрашенных мергелей шюпильской пачки и плотных крас-

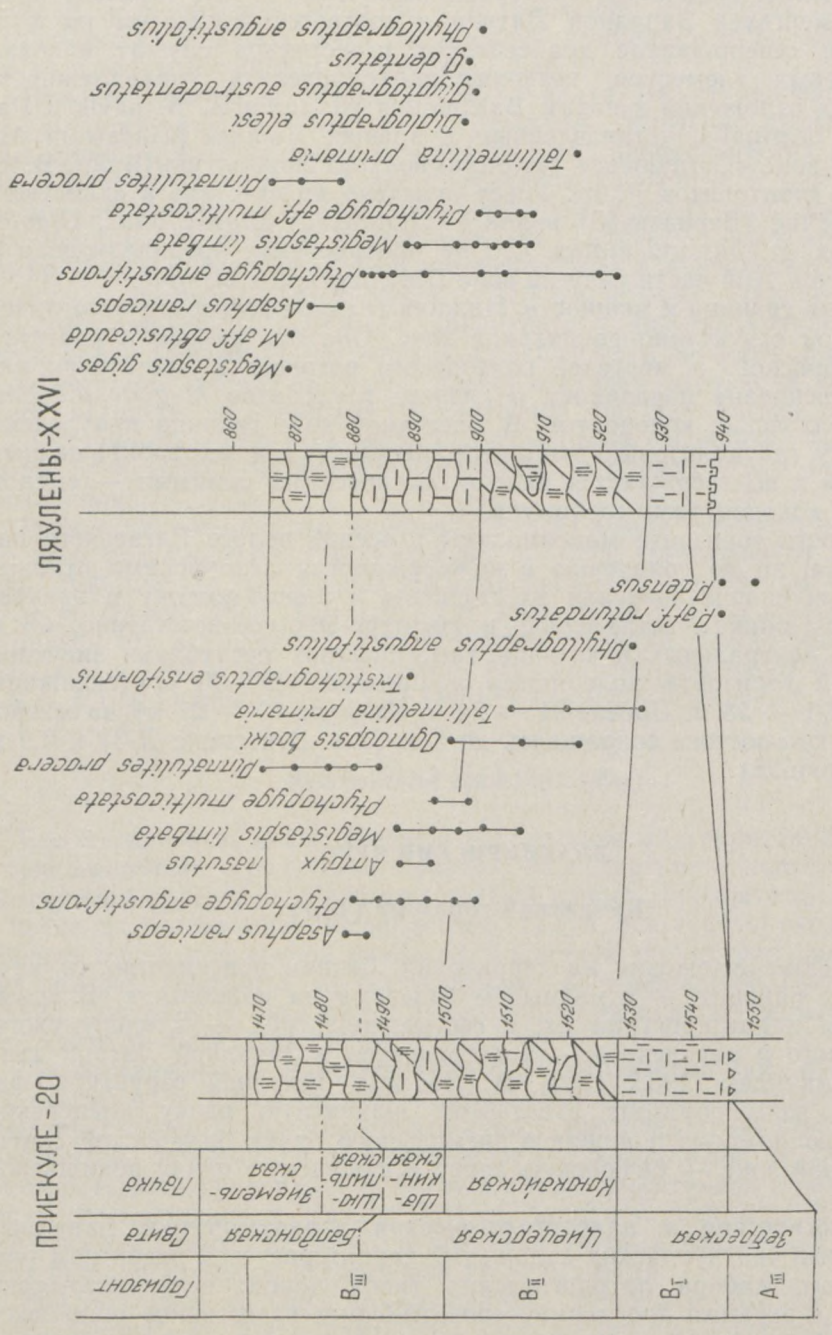


Рис. 26. Палеонтологическая характеристика пограничных отложений волховского—кундаского горизонтов.

новато-бурых крупнокомковатых известняков нижней зиемельской пачки балдонской свиты. В области развития восточного фациального типа отложений кундаский горизонт представлен плотными, в нижней части преимущественно серыми, в верхней — красноцветными известняками верхней половины бичюнской и нижней части рокишкской свиты, выделенной в юодупскую пачку.

Обоснованием кундаского возраста шакинской пачки и определения ее соответствия нижней части лланвирнской граптолитовой зоны Didymograptus bifidus служит главным образом присутствие типичного для этой зоны *Aulograptus cucullus* наряду с *Glyptograptus dentatus, Diplograptus ellesi,* появляющимися уже в подошве зеленовато-серых шакинских мергелей (рис. 26).

В равной мере кундаский возраст шакинской пачки циецерской свиты, шюпильской и нижней зиемельской пачки балдонской свиты обосновывается присутствием трилобитовых сообществ, последовательная смена которых в разрезе позволяет предположительно провести и более дробную стратификацию разреза [Мянниль Р. М., 1963, 1966]. Типичные трилобиты нижней трилобитовой зоны кундаского горизонта Asaphus expansus, соответствующей хундерумскому подгоризонту, представлены видами *As.* ex gr. *expansus, Ampyx nasutus* и появляются в осевой части Елгавского палеопрогиба в средней части, а на его склонах — в подошве шакинской пачки. Этот же уровень характеризуется исчезновением волховского вида *Ptychopyge multicostata,* сокращением количества *Pt.* cf. *applanata* и *Megistaspis* cf. *limbata.* Последний вид встречается в осевой части Елгавского палеопрогиба еще в нижней половине шакинской пачки наряду с кундаским граптолитом *Aulograptus cucullus,* характерным для зоны D. bifidus.

Выше по разрезу горизонта в ряде скважин [Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж., 1975] совместно с *Asaphus* ex gr. *expansus* встречается *Asaphus raniceps* — типичный представитель вышележащей одноименной трилобитовой зоны, составляющей валастеский подгоризонт кундаского горизонта. Находки трилобитов позволяют уверенно определить кундаский и, по всей вероятности, более точно валастеский возраст шюпильской пачки балдонской свиты, а также соответствующей ей в Восточной структурно-фациальной зоне верхней части бичюнской свиты.

В красновато-бурых известняках нижней зиемельской пачки балдонской свиты, венчающих разрез кундаского горизонта, встречены трилобиты *Megistaspis gigas, M.* cf. *obtusicauda, Pseudasaphus* cf. *perstriatus, Pliomera fischeri.* На основании присутствия этих видов доказан кундаский возраст и определена принадлежность отложений к трилобитовой зоне M. gigas—M. obtusicauda, относящейся к верхнему, алуояскому подгоризонту кундаского горизонта [Мянниль Р. М., 1963, 1966].

Кундаский возраст характеризуемых отложений подтверждается присутствием в них остракод *Pinnatulites procera, Conchoprimitia gammae, Primitiella fastidiosa, Steusloffia levis, Protallinnella grewingkii,* а также немногочисленного сообщества конодонтов, содержащего кундаские виды *«Ambalodus» planus* и *«A.» pseudoplanus,* известные как из шакинской пачки циецерской свиты, шюпильской и низов зиемельской пачки балдонской свиты Западной структурно-фациальной зоны, так

и из бичюнской свиты и юодупской пачки рокишкской свиты Восточной зоны.

Нижняя граница и мощность. Проблематичен вопрос об уровне проведения нижней границы кундаского горизонта и соответствии ее границе аренигского и лланвирнского ярусов. В этой связи полезно обратиться к истории изучения вопроса.

Р. М. Мянниль [1963, 1966], впервые проследивший трилобитовые последовательности в пограничных волховских—кундаских образованиях Западной Латвии, закончил волховский горизонт отложениями с *Megistaspis limbata* и *Ptychopyge multicostata,* а кундаский горизонт начал зеленовато-серыми мергелями, заключающими в себе еще *M.* cf. *limbata.* Упомянутые горизонты он сопоставил с хундерумским подгоризонтом кундаского горизонта, хотя в этих образованиях не встречен типичный для подгоризонта трилобит *Asaphus expansus.* При этом Р. М. Мянниль указал на спорность возраста хундерумского подгоризонта и возможность включения его или в верхнюю часть аренигского, или в нижнюю — лланвирнского яруса.

И. Ю. Пашкевичюс [1973] предложил иное решение вопроса о проведении границы между волховским и кундаским горизонтами. Он отнес хундерумский подгоризонт, который содержит *Asaphus expansus,* соответствующий аренигской зоне Glyptograptus austrodentatus, к волховскому горизонту, оставив границу между волховским и кундаским горизонтами, аренигским и лланвирнским ярусами на одном уровне в подошве отложений с *Asaphus raniceps* и типичным для лланвирнской зоны Didymograptus bifidus граптолитом *Aulograptus obscurus.*

В стратиграфической схеме ордовикских отложений Прибалтики, утвержденной МСК в Ленинграде в 1977 г., граница волхов—кунда установлена в контакте отложений с *Megistaspis* cf. *limbata* и *Asaphus expansus,* граница ареніг—лланвирн — в кровле отложений с *A. expansus.* При этом предполагается соответствие последних граптолитовой зоне аренигского возраста Didymograptus hirundo.

На территории Латвии сероцветные отложения с *Megistaspis* cf. *limbata* составляют нижнюю часть шакинской пачки, сероцветные образования с *Asaphus* ex gr. *expansus* — верхнюю часть этой же пачки, по всей видимости, соответствующей хундерумскому подгоризонту, который Р. М. Мяннилем [1963, 1966] и в схеме ордовика Прибалтики включен в кундаский горизонт, а И. Ю. Пашкевичюсом [1973] — в волховский. Согласно принятой схеме подразделения ордовикских отложений 1977 г., нижняя граница кундаского горизонта на территории Латвии также устанавливается в подошве сероцветных отложений шакинской пачки, хотя в некоторых разрезах, в осевой части Елгавского палеопрогиба обновление в фаунистических комплексах, выражающееся в смене *M.* cf. *limbata* видом *Asaphus* ex gr. *expansus,* наступает выше, в средней части пачки. Обоснованием включения шакинской пачки целиком в кундаский горизонт послужили находки в ее подошве в ряде скважин Западной Латвии (Кроньауце-57, Блидене-5, Приекуле-29) наряду с *Megistaspis limbata* граптолита *Aulograptus cucullus,* типичного для лланвирнской зоны Didymograptus bifidus [Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж., 1975]. Находки граптолитов зоны Didymograptus bifidus, доказывающие лланвирнский возраст всей шакинской пачки, послужили обоснованием проведения в схеме ордовика Латвии границы между аренигом и лланвирном на одном уровне с границей между вол-

ховским и кундаским горизонтами в подошве шакинской пачки серо-цветных мергелей.

Мощность горизонта достигает максимума в полосе, простирающейся с юго-запада на северо-восток по продольной оси Елгавского палеопрогиба. В ряде скважин (Вайнеде-101, Скрунда-35, Циецере-10, Добеле-91, Кроньауце-57, Рига Д-2, Балдоне-80, Цирулиши, Ляулены-XXVI) отмечены мощности, составляющие 32—34 м; в скв. Стури-8 зафиксировано максимальное значение мощности кундаских отложений — 39 м. На севере и юго-востоке мощности резко сокращаются и не превышают первого десятка метров (скв. Колка-54 — 5 м, Овиши-94 — 6 м, скв. Краслава-104 — 9 м, Малта-105 — 5 м).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Согласно принятой для территории Латвии стратиграфической схеме ордовика, средний отдел ордовика начинается отложениями, включенными в азериский горизонт, составляющий совместно с вышележащим ласнамягиским горизонтом верхнюю часть лланвирнского яруса, соответствующую граптолитовой зоне Didymograptus murchisoni общей стратиграфической шкалы. Следующий выше по разрезу лландейловский ярус охватывает ухакуский горизонт, отвечающий граптолитовой зоне Glyptograptus teretiusculus, и кукрузеский горизонт, соответствующий зоне Nemagraptus gracilis. Вся толща этих отложений отличается сходством литологических особенностей и общностью палеонтологических комплексов в обеих структурно-фациальных зонах ордовика Латвии. Значительно большей дифференциацией литологических и палеонтологических характеристик отличаются составляющие верхнюю половину среднего ордовика идавереский, йыхвиский, кейлаский, оандуский, раквереский и нижняя часть набалаского горизонта, образующие карадокский ярус и соответствующие граптолитовым зонам Climacograptus peltifer—Cl. wilsoni и Dicranograptus clingani общей шкалы.

Азериский горизонт (C_1a)

Отложения азериского возраста перекрывают кундаские образования на всей (кроме небольшого участка на северо-востоке республики — скв. Стренчи, Валмиера) территории республики и охватывают в Западной структурно-фациальной зоне верхнюю зиемельскую пачку балдонской свиты, в Восточной — вайдленскую пачку верхней части рокишкской свиты.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. Принадлежащая азерискому горизонту верхняя зиемельская пачка балдонской свиты сложена красновато-бурыми известняками, вайдленская пачка верхней половины рокишкской свиты — красновато-бурыми органогенно-детритовыми известняками. Основанием для выделения горизонта, по Р. М. Мяннилю [1963, 1966; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968], послужили находки в скважинах Западной Латвии трилобита *Asaphus (Neoasaphus)* cf. *platyurus*. Наряду с *A. (N.)* cf. *platyurus* из красновато-бурых известняков верхней зиемельской пачки Западной структурно-фациальной зоны известно сообщество остракод *Piretella*

tridactyla, Chilobolbina lativelata, Piretia geniculata, типичное для азерских отложений Швеции и обосновывающее возраст отложений. Первый вид распространен и в вайдленской пачке Восточной зоны; присутствие его из-за повсеместного нахождения является более надежным критерием, чем находки *A. (N.)* cf. *platyurus*, четко фациально приуроченного и неизвестного в Восточной структурно-фациальной зоне. Значение таких групп, как конодонты, граптолиты и хитинозои, для обоснования выделения азериского горизонта минимально: первые представлены несколькими видами нижнеордовикского возраста, унаследованными от подстилающих кундаских образований, вторые и третьи появляются и становятся значимыми при расчленении разреза только в вышележащих отложениях. Это обстоятельство лишь подчеркивает первостепенную роль остракод в установлении и прослеживании на территории Латвии азериского горизонта.

Нижняя граница и мощность. Нижняя граница горизонта носит четкий палеонтологический характер и устанавливается в Западной структурно-фациальной зоне в середине однородных красновато-бурых известняков зиемельской пачки балдонской свиты на основании смены нижнеордовикских трилобитов зоны M. gigas—M. obtusicauda среднеордовикским *Asaphus platyurus* и нижнеордовикских остракод *Conchoprimitia gammae, Pinnatulites procera* среднеордовикскими *Piretella tridactyla, Euprimites effusus*, в Восточной зоне — в кровле юодупской пачки в средней части рокишкской свиты и обосновывается главным образом сменой комплексов остракод (рис. 27).

Мощности горизонта невелики и весьма равномерны на всей территории республики. Колебания их происходят в пределах 2 м (скважины Вентспилс Д-3, Пилтене-1, Павилоста-51, Кандава-52, Краслава-104) — 4 м (скважины Стури-8, Добеле-91, Кроньауце-57, Нитауре-58). Увеличенные мощности наблюдаются в полосе, приуроченной к Елгавскому палеопрогибу, сокращенные — на севере и юго-востоке республики.

Ласнамягиский горизонт (C_1b)

К ласнамягискому горизонту в Западной структурно-фациальной зоне отнесена стирнаская свита, в Восточной зоне — вижунская пачка низов даугавпилсской свиты. Впервые на наличие характеризуемых образований в Западной Латвии указал Р. М. Мянниль [1963], выделив ласнамягиские отложения в нерасчлененной толще совместно с ухакускими на основании присутствия трилобитов, типичных для одновозрастных отложений Швеции. В дальнейшем выявились критерии подразделения ласнамягиских и ухакуских отложений [Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968] и прослеживания их в пределах Восточной структурно-фациальной зоны.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. В ласнамягиский горизонт включены пестроокрашенные и сероцветные волнистослоистые и глинистые известняки стирнаской свиты виестурской серии Западной структурно-фациальной зоны и соответствующие им в Восточной зоне преимущественно сероцветные известняки вижунской пачки даугавпилсской свиты. Эти отложения содержат разнообразный набор групп органических остатков — трилобитов, остракод, граптолитов, конодонтов, хитинозой. Для стирнаских отложений типичны трилобиты

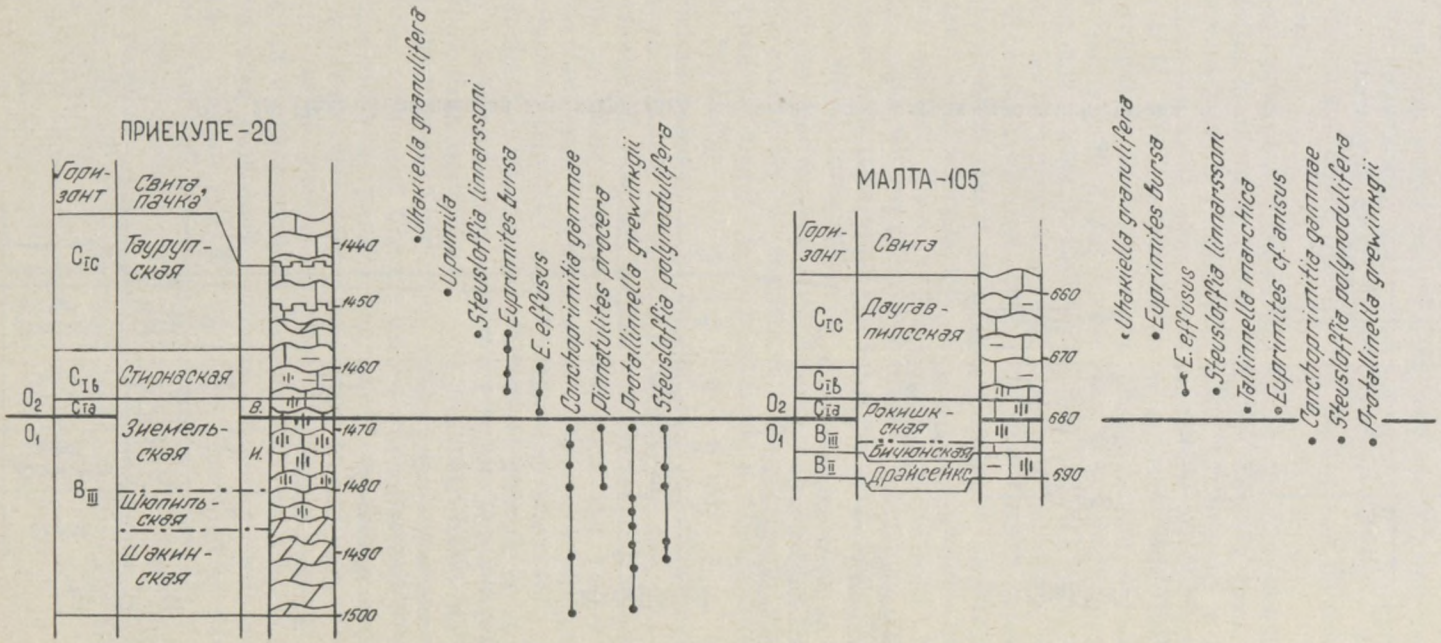


Рис. 27. Палеонтологическая характеристика пограничных нижне—среднеордовикских отложений в разрезах скважин Западной и Восточной структурно-фациальных зон.

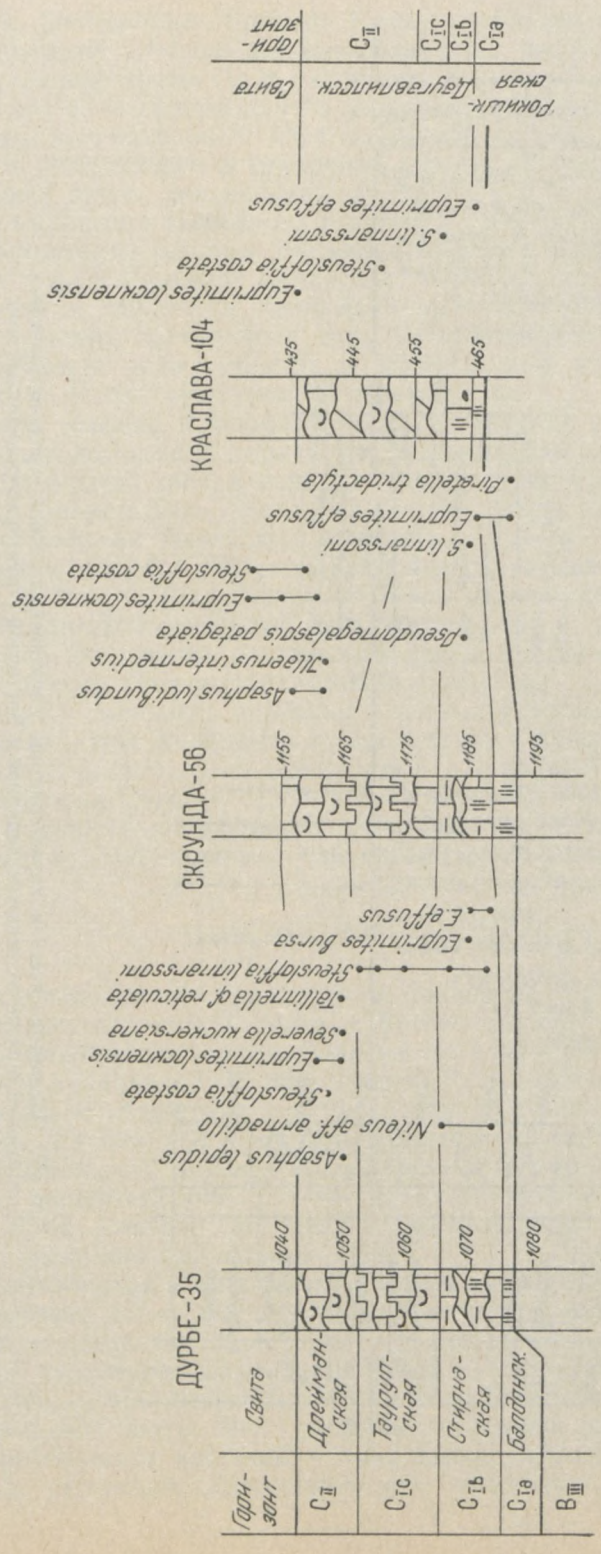


Рис. 28. Палеонтологическая характеристика азерских—кукрузеских отложений Латвии.

Illaenus schroeteri, Pseudasaphus tecticaudatus, Pseudomegalaspis patagiata, доказывающие ласнамягиский возраст заключающих их отложений. Ласнамягиский вид *Pseudomegalaspis patagiata* распространен также в Восточной структурно-фациальной зоне и встречен в синхронных стирнаской свите отложениях вижунской пачки низов даугавпилсской свиты.

Среди остракод ласнамягиский возраст отложений определяют виды *Steusloffia linnarssoni, Sigmoopsis perpunctata* (рис. 28). Стратиграфическая значимость указанных видов трилобитов и остракод снижена, поскольку все виды, включая *Illaenus schroeteri,* названный Р. М. Мянниле́м и И. Ю. Пашкевичюсом в качестве типичного для ласнамягиского горизонта и встреченный впоследствии в ряде скважин (Таркалне, Балдоне-80 и др.) в заведомо ухакуских образованиях, являются общими для ласнамягиских и вышележащих ухакуских образований. Аналогично распространение в разрезе конодонтов, представленных видами *Prioniodus prevariabilis, Drepanoistodus suberectus, Panderodus gracilis,* начинающими развитие в подошве стирнаской и даугавпилсской свит и характеризующими также вышележащие отложения. Несколько больше роль хитинозой, в комплексах которых наряду с видами широкого стратиграфического диапазона присутствуют типичные только для характеризуемого горизонта *Lagenochitina tumida, Conochitina micracantha pellifera.*

Находки граптолитов в ласнамягиских отложениях немногочисленны и свидетельствуют о появлении обновленного комплекса, содержащего представителей дицеллограптов и псевдоклимакограптов [Мянниль Р. М., 1976].

Нижняя граница и мощность. При установлении нижней границы горизонта основой служат как литологические, так и палеонтологические данные. В разрезе Западной структурно-фациальной зоны граница заметна по смене равномерно-красноцветных пород балдонской свиты пестроокрашенными стирнаскими известняками, сопровождается исчезновением азериских видов узкого вертикального диапазона *Asaphus (Neoasaphus)* cf. *platyurus, Piretella tridactyla* и других и появлением нового ласнамягиского комплекса трилобитов, включающего *Illaenus schroeteri, Pseudomegalaspis patagiata,* остракод, представленных *Steusloffia linnarssoni, Sigmoopsis perpunctata,* конодонтов *Prioniodus prevariabilis,* хитинозой *Conochitina micracantha* subsp. *pellifera.* В Восточной зоне нижняя граница горизонта пролегает между красновато-бурыми вайдленскими и преимущественно серыми вижунскими известняками и также обосновывается сменой азериских остракод ласнамягискими и появлением ласнамягиских конодонтов и хитинозой.

Мощности горизонта невелики. Максимальные значения их (15 м) вскрыты в северо-западной и северо-восточной частях республики скважинами Талсы-55 и Стайцеле-4. В северо-западном (скв. Овиши-94 — 5 м) и юго-восточном (скв. Краслава-104 — 4 м) направлениях мощности постепенно уменьшаются, в центральных районах Латвии составляют 10—13 м (скважины Кандава-25, -26, -52, Стури-8, Плявиняс-1Р и др.).

ЛЛАНДЕЙЛОВСКИЙ ЯРУС

Ухакуский горизонт (C_1c)

В качестве самостоятельного горизонта ухакуские отложения на территории Латвии впервые выделены Р. М. Мяннилем, Л. Я. Пылмой, Л. М. Хинтс [1968], хотя и ранее было обосновано их наличие в нерасчлененной ласнамягиской—ухакуской толще [Мянниль Р. М., 1963, 1966] и указано на несомненное присутствие в составе таллинского горизонта в первых глубоких скважинах, вскрывших нижнепалеозойские отложения Латвии [Ульст Р. Ж., 1959].

В Западной структурно-фациальной зоне горизонт заключает в себе отложения, объединенные в таурупскую свиту виестурской серии, в Восточной зоне — образования, выделенные в составе краштайской пачки даугавпилсской свиты.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. В пределах Западной структурно-фациальной зоны отложения таурупской свиты, включенные в ухакуский горизонт, представлены серыми органогенно-детритовыми известняками с неясноволнисто-слоистой текстурой, которые при переходе в Восточную зону замещаются серыми органогенно-детритовыми известняками и мергелями краштайской пачки даугавпилсской свиты. Как таурупские, так и краштайские отложения охарактеризованы сравнительно богатыми комплексами разных групп ископаемых организмов — трилобитов, остракод, конодонтов, хитинозой, граптолитов, незначительно дифференцированными в обеих структурно-фациальных зонах, что благоприятствует прослеживанию горизонта на всей территории республики.

Сообщества органических остатков носят следы явной унаследованности от нижележащих ласнамягиских отложений. Здесь, так же как и ниже, среди трилобитов существенную роль играют *Pseudasaphus aciculatus, Pseudomegalaspis patagiata,* среди остракод — *Steusloffia linnarssoni, Sigmoopsis perpunctata,* среди конодонтов — *Prioniodus variabilis,* среди хитинозой — *Cyathochitina striata.* Изменение фаунистических комплексов проявляется в развитии только начиная с ухакуских отложений трилобитов *Illaenus intermedius, Lonchodomas rostratus,* конодонта *Pygodus serrus* — руководящего вида одноименной зоны, хитинозой — в исчезновении *Lagenochitina tumida.*

По данным Р. М. Мянниля и Р. Ж. Ульст, для ухакуского горизонта характерно присутствие широко распространенного зонального вида местной граптолитовой зоны Gymnograptus linnarssoni и вида-индекса стандартной зоны Glyptograptus teretiusculus.

Нижняя граница и мощность. Положение нижней границы ухакуского горизонта проблематично, и его следует признать условным, несмотря на то что решению этого весьма важного вопроса, т. е. проведения границы между лланвирнским и лландейловским ярусами, уделено достаточно внимания. В качестве критериев проведения границы между ласнамягиским и ухакуским горизонтами было предложено обновление комплексов трилобитов, выражающееся в исчезновении трилобита *Illaenus schroeteri* и появлении *I. intermedius* и *Lonchodomas rostratus* [Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968; Пашкевичюс И. Ю., 1973; Рыымусокс А. К., 1970], а также в исчезновении остракод *Euprimites effusus* [Мянниль Р. М., 1966; Jaanusson V., 1957, 1963]. Заслуживаю-

щим внимания кажется уровень появления трилобитов *Illaenus intermedius, Lonchodomas rostratus,* который, возможно, действительно указывает положение границы между ласнамягискими и ухакускими отложениями. Трилобит *Illaenus schroeteri* по аналогии с некоторыми районами Швеции и остракода *Euprimites effusus,* так же как на территории Литвы [Сидаравичене Н. В., 1976], распространены и в ухакуских образованиях и не фиксируют положения границы.

Основным критерием, определяющим уровень нижней границы ухакуского горизонта, по данным Р. М. Мянниля и Р. Ж. Ульст, служит появление в разрезе *Gymnograptus linnarssoni,* образующего четкую местную граптолитовую зону [Мянниль Р. М., 1976]. Выявление уровня нахождения этих граптолитов и, соответственно, проведение границы между ласнамягиским и ухакуским горизонтами затруднены из-за редкой встречаемости в карбонатных отложениях остатков граптолитов. Последнее обстоятельство усложняет и выделение стандартной зоны Glyptograptus teretiusculus, вид-индекс которой представлен лишь единичными экземплярами.

Немаловажное значение при определении нижней границы ухакуского горизонта имеют литологические показатели, состоящие в четко проявляющейся на каротажных диаграммах смене более глинистых известняков стирнаской свиты и вижунской пачки даугавпилсской свиты менее глинистыми — таурупской свиты и краштайской пачки даугавпилсской свиты.

Мощности горизонта довольно постоянны и составляют в среднем 12—14 м. Выделяются две области с увеличенными мощностями ухакуских отложений — в центральной юго-западной и восточной частях республики. В их пределах встречены два максимума значений мощностей — в скважинах Скрунда-28 — 24 м и Плявиняс-1Р — 22,5 м. В районах, окаймляющих эти области, мощности составляют 10—15 м. Минимальная мощность (5 м) отмечена в скв. Краслава-104.

Кукрузеский горизонт (C_{II})

Кукрузеский горизонт установлен уже в первых глубоких скважинах, вскрывших нижний палеозой Латвии [Ульст Р. Ж., 1959; Мянниль Р. М., 1963, 1966; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968]. Кукрузеского возраста в Западной структурно-фациальной зоне дрейманская свита, в Восточной зоне — кряуносская и, вероятно, сартайская пачки верхней части даугавпилсской свиты. Благодаря четкой палеонтологической характеристике и слабой фациальной дифференциации фаунистических комплексов кукрузеский горизонт является одним из наиболее уверенно прослеживаемых стратонов в ордовике Латвии.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. В дрейманскую свиту, слагающую кукрузеский горизонт в пределах Западной и Центральной Латвии, объединены серые органогенно-детритовые известняки. В юго-восточных районах республики им соответствуют серые органогенно-детритовые известняки с прослоями мергелей, образующие кряуносскую и сартайскую пачки даугавпилсской свиты. Палеонтологическая характеристика этих отложений в обеих структурно-фациальных зонах весьма сходная.

К кукрузескому горизонту приурочены главным образом виды, унаследованные от нижележащих отложений и прослеживающиеся в вышележащие. Кукрузеский возраст таурупских известняков может быть обоснован присутствием трилобитов *Asaphus (Neoasaphus) ludibundus, Ampyx costatus* в комплексе с остракодами *Steusloffia costata, Euprimites locknensis, Severella kuckersiana, Piretella margaritata, Tallinnella reticulata,* входящими в сообщество типичных кукрузеских видов стратотипической местности и сопредельных областей (см. рис. 28). В Восточной структурно-фациальной зоне набор видов трилобитов меньше, но присутствие *Asaphus (Neoasaphus) ludibundus,* как и в Западной зоне, доказывает кукрузеский возраст кряуносских и сартайских известняков и мергелей. В равной мере кукрузеский возраст последних подтверждается наличием остракоды *Tallinnopsis perplana,* выделенной Н. В. Сидаравичене [1976] в качестве зонального кукрузеского вида.

В Западной структурно-фациальной зоне кукрузеский возраст дрейманской свиты надежно обосновывается присутствием граптолитов *Nemagraptus* cf. *gracilis, Orthograptus uplandicus, Amplexograptus bekkeri, Climacograptus kuckersianus,* по которым отложения сопоставляются со стандартной зоной Nemagraptus gracilis и выделяются в местную зону Orthograptus uplandicus [Мянниль Р. М., 1976]. Не менее важно распространение в дрейманских и в верхней части даугавпилсских известняков и мергелей конодонтовых многоэлементных аппаратов *Prioniodus variabilis, P.* cf. *gerdae,* а также *Amorphognathus tvaerensis,* представляющего собой вид-индекс одноименной зоны, охватывающей кукрузеские и идавереские отложения [Bergström S., 1971]. Названные конодонтовые аппараты на территории Латвии прослеживаются также и в вышележащие идавереские образования.

В равной мере кукрузеский возраст дрейманской свиты Западной и соответствующих образований Восточной зоны доказывается присутствием характерных для горизонта хитинозой *Conochitina oelandica, C. primitiva, Cyathochitina kuckersiana,* известных из кукрузеских отложений стратотипической местности [Рыымусокс А. К., 1970].

Проблематичен возраст самой верхней части дрейманских известняков в Западной структурно-фациальной зоне и сартайской пачки верхов даугавпилсской свиты — в Восточной. Здесь наряду с кукрузескими трилобитами и остракодами, по данным А. И. Фридрихсоне и Р. М. Мянниля, появляются более «молодые» идавереские хитинозои *Eremochitina dalbyensis,* что послужило причиной отнесения этих отложений в существующей стратиграфической схеме ордовика Латвии к идаверескому горизонту. Однако, принимая во внимание иные результаты, полученные при изучении проб из скважин Рагациемс, Пуйкуле, Шкяуне-103, Краслава-104, а также Берзини [Пылма Л. Я., Сарв Л. И., Хинтс Л. М., 1977], где *Eremochitina dalbyensis* появляется одновременно с развитием идавереских остракод в подошве адзеской свиты Западной и межциемской свиты Восточной зоны, и признавая необходимость проверки и дальнейшего подтверждения этих данных, возраст верхней части дрейманской свиты и сартайской пачки даугавпилсской свиты определен как кукрузеский.

Нижняя граница и мощность. Нижняя граница горизонта, подтвержденная сменой органических остатков ухакуского возраста кукрузескими и изменением литологического состава пород, проводится в За-

падной структурно-фациальной зоне в подошве дрейманской свиты, в Восточной зоне — в средней части даугавпилсской свиты. Она соответствует границе граптолитовых зон Glyptograptus teretiusculus—Nemagraptus gracilis общей шкалы, четкая палеонтологически и сопровождается появлением трилобитов *Asaphus (Neoasaphus) ludibundus,* остракод *Steusloffia costata, Tallinnella reticulata,* конодонтов *Amorphognathus tvaerensis,* граптолитов *Nemagraptus* cf. *gracilis, Orthograptus uplandicus.*

Пределы изменения мощностей горизонта достаточно велики. Область максимальных мощностей расположена в центре Восточной Латвии, где в скв. Малта-105 отмечено наибольшее значение — 30 м. В регионах Восточной Латвии, окаймляющих область максимального значения (скважины Краслава-104 — 20 м, Лудза-15 — 17 м, Балтинава-17 — 19 м), а также в Центральной и Западной Латвии мощности сокращаются до 10—12 м. Минимальная мощность (7 м) вскрыта скв. Стайцеле-4.

КАРАДОКСКИЙ ЯРУС

Идавереский и йыхвиский горизонты (нерасчлененные) (C_{III}—D_I)

Выявлению стратиграфических показателей положения в разрезе и критериев подразделения идавереского и йыхвиского горизонтов препятствует отсутствие их четких палеонтологических характеристик. Сказанное относится главным образом к этим отложениям в Западной структурно-фациальной зоне и служит причиной выделения горизонтов в виде нерасчлененной толщи. На условность выделения и наличие ряда нерешенных вопросов, касающихся стратиграфии упомянутых горизонтов, обращали внимание исследователи, установившие эти отложения в скважинах, ранее проходивших ордовикские отложения Латвии [Ульст Р. Ж., 1959; Мянниль Р. М., 1963, 1966; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968].

В Западной структурно-фациальной зоне в идавереский и йыхвиский горизонты включена нижняя большая часть адзеской свиты, в Восточной зоне — швянтупская и ауляльская пачки, составляющие нижнюю половину межциемской свиты.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. Нижняя часть адзеской свиты, входящая в состав идавереского и йыхвиского горизонтов в Западной и Центральной Латвии, характеризуется развитием приближенно горизонтально- и волнисто-переслаивающихся органогенно-детритовых мергелей и известняков, содержащих прослойки метабентонитов. Соответствующие ей в Юго-Восточной Латвии швянтупская и ауляльская пачки нижней половины межциемской свиты сложены детритовыми мергелями с прослоями и линзами известняков с пропластками метабентонитов. Палеонтологическая характеристика горизонтов в Западной структурно-фациальной зоне нечеткая. Комплексы большинства групп фауны носят явно «транзитный» характер. Так, среди трилобитов преобладают широко распространенные уже в нижележащем кукрузеском горизонте *Asaphus (Neoasaphus) ludibundus, Lonchodomas rostratus,* среди конодонтов — общие с кукрузескими отложениями виды *Prioniodus variabilis, Amorphognathus tvaerensis.* Граптолиты представ-

лены иным по сравнению с кукрузескими отложениями набором видов, немногочисленны и не имеют сколько-нибудь определяющего значения [Мянниль Р. М., 1976]. Гораздо более пригодны для стратификации разреза в характеризуемом интервале остракоды и хитинозои. Стратиграфическое значение идавереских—йыхвиских остракод особенно возрастает в пределах Восточной структурно-фациальной зоны, в меньшей мере — в Западной, так как в последней в комплексе идавереского—йыхвиского возраста много видов — *Steusloffia costata, Euprimites locknensis, Uhakiella kohtlensis*, — унаследованных от нижележащих отложений, и обновление сообществ проявляется только в развитии редких экземпляров зонального идавереского вида *Pedomphalella egregia.*

В Восточной зоне наряду с одним из видов-индексов остракод идавереского горизонта — *Pedomphalella egregia* на уровне, соответствующем принятой границе кукрузеского и идавереского горизонтов, благодаря многочисленности представленных экземпляров очень отчетливо появляется второй, по Н. В. Сидаравичене [1976], зональный вид идавереского возраста — *Bichilina prima,* а также типичные идавереские виды *Trianguloschmidtella triangulata, Tallinnopsis iewica, Tetradella consona, Severella severa* (рис. 29).

Кроме остракод в Западной структурно-фациальной зоне идавереский и йыхвиский горизонты устанавливаются по присутствию типичных кислотоустойчивых микрофоссилий — хитинозой *Eremochitina dalbyensis* и многочисленных крупных акритарх *Leiosphaerididae,* приуроченных к основанию адзеской свиты. В Восточной зоне *Eremochitina dalbyensis* характеризует синхронные отложения межциемской свиты. Здесь проблематичен уровень ее появления, в большинстве скважин отмеченный в подошве межциемской свиты, однако, по данным А. И. Фридрихсоне, в скв. Лудза-15 приуроченный уже к верхней части даугавпилсской свиты, по комплексам остракод включенной в кукрузеский горизонт.

Нижняя граница и мощность. Нижняя граница идавереского горизонта в Западной структурно-фациальной зоне достаточно четкая литологически, маркируется переходом волнисто-слоистых известняков дрейманской свиты в горизонтально-переслаивающиеся известняки и мергели с прослоями метабентонитов адзеской свиты. Это сопровождается появлением идавереских остракод, в частности вида-индекса остракодовой зоны Pedomphalella egregia и хитинозой *Eremochitina dalbyensis.* В Восточной зоне уровню границы соответствует смена известняков и мергелей сартайской пачки даугавпилсской свиты детритовыми мергелями с прослоями известняков, заключающими в себе метабентониты и многочисленные остракоды *Bichilina prima, Pedomphalella egregia* и хитинозою *Eremochitina dalbyensis* швянтупской пачки межциемской свиты. Важным признаком-индикатором положения границы является развитие прослоев метабентонитов.

В разряде проблематичных остается вопрос о соответствии уровней появления идавереской хитинозои *Eremochitina dalbyensis* и остракод *Bichilina prima, Pedomphalella egregia* подошве межциемской свиты. Согласно А. И. Фридрихсоне, в скв. Лудза-15 *Eremochitina dalbyensis* появляется ниже подошвы межциемской свиты и раньше комплекса идавереских остракод. В скв. Берзини [Пылма Л. Я., Сарв Л. И., Хинтс Л. М., 1977] и в других скважинах, вскрывших ордовик юго-

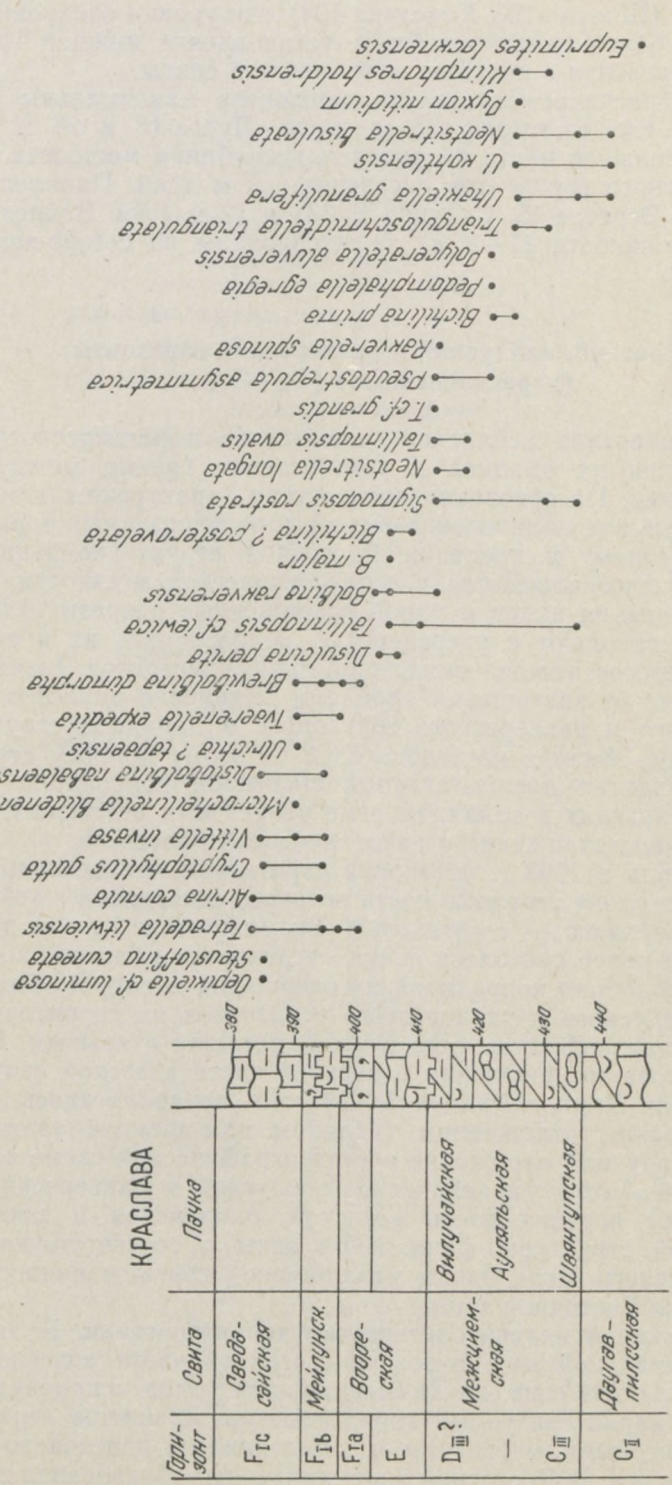


Рис. 29. Палеонтологическая характеристика средне—верхнеордовикских отложений Восточной структурно-фациальной зоны.

востока Латвии (Шкяуне-103, Краслава-104), эти уровни синхронны. Поэтому кажется более правдоподобным установление нижней границы идавереского горизонта в подошве межциемской свиты.

Мощности нерасчлененной толщи горизонтов максимальны в Восточной Латвии, где достигают 35 м в скв. Лудза-15 и 28 м в скв. Вишки-25. На большей части территории республики мощности идавереского—йыхвиского горизонтов составляют 5 м (скв. Павилоста-51), 8 м (скважины Вергале-45, Скрунда П-33) и 12 м (скв. Вайнёде-101). Минимальные мощности (1—2 м) зафиксированы на северо-западе, в скв. Пилтене-30.

Кейлаский, оандуский и раквереский горизонты (нерасчлененные) (D_{II}—E)

Критерии выделения кейлаского, оандуского и раквереского горизонтов, выявления их объемов и установления границ между ними требуют уточнения. На основании присутствия характерного комплекса остракод и брахиопод наличие отложений характеризуемых горизонтов надежно установлено в пределах Восточной структурно-фациальной зоны, хотя зачастую иные, чем в стратотипической местности, диапазоны распространения видов и порой сокращенные разрезы отдельных горизонтов не позволяют с уверенностью подразделить их и обусловливают необходимость выделения единой толщи горизонтов. Значительно труднее и далека от завершения проблема выявления аналогов кейлаского, оандуского и раквереского горизонтов в Западной структурно-фациальной зоне. Мнения исследователей по этому вопросу строились на разных вариантах предполагаемой косвенной корреляции свит и пачек, присутствующих в западном типе разрезов, и кейласких, оандуских и раквереских отложений стратотипической местности.

Р. М. Мянниль в 1963 г. установил стратиграфическое подразделение «блиденские слои», нижнюю часть которого сопоставил с кейласким горизонтом, а верхнюю — с оандуским. Возможным аналогом раквереского горизонта ранее считалась пачка «черных аргиллитов», хотя указывалось, что подобная корреляция несовершенна и вопрос об аналогах кейлаского, оандуского и раквереского горизонтов на территории развития «шведско-латвийского» типа разреза остается открытым. В дальнейшем, на основании появления в верхней части адзеской свиты кейлаской хитинозои *Desmochitina juglandiformis,* предполагалось соответствие ее кейласким отложениям (целиком или нижней части). Эта точка зрения получила отражение в стратиграфической схеме ордовикских отложений Латвии: в кейлаский, оандуский и раквереский горизонты включены верхняя часть адзеской, блиденская и моссенская свиты Западной структурно-фациальной зоны и соответствующие им вилучайская, лукштайская пачки межциемской свиты и нижняя часть воореской свиты Восточной зоны.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. В Западной структурно-фациальной зоне отложения верхней части адзеской, блиденской и моссенской свит (пачки «черных аргиллитов» и приекульская), составляющие характеризуемые горизонты, представлены серыми органогенно-детритовыми мергелями и известняками, зеленовато-серыми и черными глинами. В Восточной зоне синхронные образования сложены

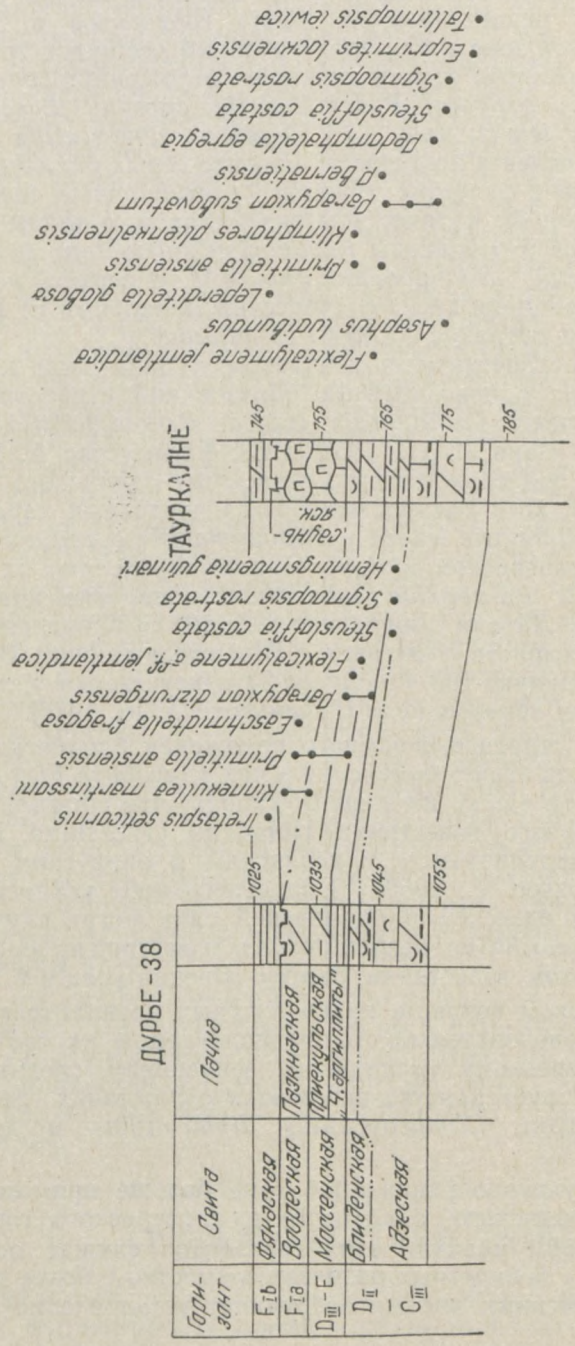


Рис. 30. Палеонтологическая характеристика идавереских—вормсиских отложений Западной структурно-фациальной зоны.

зеленовато-серыми глинистыми мергелями и глинами с прослоями биоморфных известняков, составляющими вилучайскую и лукштайскую пачки межциемской свиты и нижнюю часть воореской свиты.

В нижней части нерасчлененной толщи горизонтов в Западной структурно-фациальной зоне значителен удельный вес видов трилобитов и остракод, унаследованных от нижележащих отложений: *Lonchodomas rostratus, Sigmoopsis rostrata, Pedomphalella egregia, Easchmidtella fragosa, Tallinnopsis iewica* (рис. 30). Уровень обновления по этим группам фауны приурочен к подошве зеленовато-серых блиденских мергелей, откуда начинает развитие трилобит *Flexicalymene jemtlandica,* представленный обильным количеством экземпляров, а также представители рода *Estoniops* и остракоды *Parapyxion subovatum, Kinnekullea hesslandi, K. thorslundi, Sigmobolbina camarota.* В верхней части блиденской свиты определен оандуско-раквереский, зональный по Н. В. Сидаравичене [1976], вид остракод *Klimphores minimus.*

Виды остракод, встреченные в кейласком и оандуском комплексе Латвии, известные из одновозрастных образований стратотипической местности, представлены *Tallinnopsis iewica, Pedomphalella egregia, Klimphores minimus* [Сарв Л. И., 1959, 1963; Рыымусокс А. К., 1970]. Они могут служить подтверждением кейлаского—оандуского возраста блиденских мергелей, хотя распространены за пределами характеризуемых стратонов (*Tallinnopsis iewica* и *Pedomphalella egregia* встречены и в нижележащем идавереском горизонте) и не определяют их объемов и границ. Остракоды *Parapyxion subovatum,* появление которых на территории Западной Латвии приурочено к подошве блиденской свиты условно кейлаского возраста, в Эстонии и Швеции, а также в Восточной Латвии (скважины Шкяуне-103, Аташиене-9) присутствуют уже в нижележащих идавереских образованиях [Рыымусокс А. К., 1970].

При определении стратиграфического положения блиденских мергелей существенную роль играет появление в них трилобита *Flexicalymene jemtlandica,* известного также из зоны Dicranograptus clingani Швеции и верхнего хасмопсового известняка Норвегии [Thorslund P., 1940; Siveter D., 1976], коррелируемых с кейласким и оандуским горизонтами Эстонии [Jaanusson V., 1960b]. Подтверждением кейлаского возраста верхней части адзеской и блиденской свит могут служить находки хитинозои *Desmochitina juglandiformis,* известной из сопоставляемого с этим горизонтом известняка Скаген Швеции [Laufeld S., 1967].

О среднеордовикском возрасте пачки «черных аргиллитов» и приекульских мергелей, следовательно, о предполагаемом их соответствии оандускому и ракверескому горизонтам, венчающим средний отдел ордовика, свидетельствует присутствие в этих отложениях граптолитов *Dicranograptus clingani, Climacograptus diplacanthus* и др. [Мянниль Р. М., 1976].

В Восточной структурно-фациальной зоне больше прямых доказательств развития кейлаского, оандуского и раквереского горизонтов. Основным индикатором наличия этих горизонтов служат остракоды, хотя нахождение их в конкретных разрезах совместно с более древними идаверескими—йыхвискими видами затрудняет установление границ и объемов горизонтов.

Наличие кейласких отложений доказывается присутствием видов *Tallinnopsis ovalis, T. ordinata, Neotsitrella longata,* в большинстве

скважин Юго-Восточной Латвии приуроченных к наиболее глинистой в разрезе вилучайской пачке (см. рис. 29). В разрезе скв. Вишки появление кейласких остракод *Tallinnopsis ovalis* «запаздывает» и приурочено к вышележащей лкштайской пачке. Об оандуском—ракверескому возрасте завершающей разрез межциемской свиты лукштайской пачки и нижней части вооpеской свиты свидетельствует присутствие в разрезе типичных для этих отложений в Эстонии и Литве видов остракод *Disulcina perita, Bichilina posterovelata, Pseudotallinnella regalis, Bolbina major, B.* cf. *minor, B. rakverensis* (см. рис. 29, 33). Подобные комплексы, по Л. И. Сарву, характеризуют кейлаские (виды *Tallinnopsis ovalis, T. ordinata*) и оандуские—раквереские отложения (виды *Disulcina perita, Sigmoopsis granulata, Klimphores minimus, Bolbina* cf. *minor, Bichilina? posterovelata, Tetradella litwiensis, Pseudotallinnella regalis*) в скв. Берзини Юго-Восточной Латвии. Развитие кейлаского горизонта в Восточной Латвии фиксируется также находками типичных для этого горизонта в стратотипической местности брахиопод *Mastopora concava, Sowerbyella,* cf. *trivia, Strophomena asmusi, Leptaena rugosoides,* а присутствие оандуского и ракверескому горизонтов — наличием следующих видов трилобитов и брахиопод: *Encrinyroides seebachi, Chasmops wesenbergensis, Rafinesquina* cf. *inaequiclina, R.* ex gr. *orvikui, Sowerbyella* ex gr. *raegaverensis, Howellites wesenbergensis, Platystrophia lynx ovalis* [Пылма Л. Я., Сарв Л. И., Хинтс Л. М., 1977].

Нижняя граница и мощность. В Западной структурно-фациальной зоне нижняя граница устанавливается в верхней части адзеской свиты по появлению хитинозои *Desmochitina juglandiformis.* Подобное положение границы в разрезе не фиксируется сменой литологических разностей пород. Нечеткое положение границы усиливается из-за редкой встречаемости в образцах *D. juglandiformis,* представленной в опробованных за последнее время разрезах скважин (Пуйкуле, Рагациемс) единичными, трудно диагностируемыми экземплярами. В Восточной структурно-фациальной зоне, где отсутствует *D. juglandiformis,* основанием для проведения нижней границы горизонтов служит появление в разрезе представителей бентосных групп фауны — брахиопод и остракод (названы при палеонтологической характеристике горизонтов), приуроченное к средней части межциемской свиты на уровне границы ауляльской и вилучайской пачек.

Мощность нерасчлененной толщи горизонтов в среднем невелика. Ее отчетливое увеличение наблюдается в Юго-Восточной Латвии — до 28 м в скв. Малта-105 и 22 м в скв. Лудза-15. В Западной Латвии значения мощностей меньше — от 5 до 10—11 м в скважинах Вергале-50, -45, -47, Бернаты-22, -24, Айзпуте-37 и других, в скв. Пилтене-32 — 3 м.

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Верхний отдел ордовика Латвии охватывает верхнюю часть набалаского и вормсиский горизонт, соответствующие граптолитовой зоне Pleurograptus linearis, пиргуский и поркуниский горизонты, слагающие ашгиллский ярус и отвечающие граптолитовым зонам Dicellograptus anceps и D. complanatus. Литостратиграфическое строение разреза

верхнего ордовика весьма сложное, что обусловило подразделение его на ряд свит и пачек, дифференцированных в Западной и Восточной структурно-фациальных зонах (см. главу 2).

Набалаский горизонт (F_1a)

Набалаский горизонт залегает в приконтактной средне—верхнеордовикской части разреза. На развитие отложений, в настоящее время включаемых в набалаский горизонт, указала Р. Ж. Ульст [1959], выделив в составе слоев сааремыйза горизонт саунья. В дальнейшем Р. М. Мянниль [1963] в скв. Пилтене-1 выделил «нижний ярус» харьюской серии, нижнюю и среднюю пачки которого сопоставил, хотя и с оговоркой об условности, с паэкнаской и сауньяской пачками набалаского горизонта. В 1966 и 1968 гг. Р. М. Мянниль объединил эти пачки на территории Западной Латвии в набалаский горизонт, полностью включенный в верхний ордовик. В дальнейшем, на основании находок в нижней части набалаского горизонта сикул граптолитов *Climacograptus diplacanthus*, был сделан вывод о соответствии этих отложений зоне Dicranograptus clingani и об их среднеордовикском возрасте [Мянниль Р. М., 1976].

В современной стратиграфической схеме набалаский горизонт в Западной структурно-фациальной зоне выделяется в составе взаимно замещающихся паэкнаской, скрундской, дзербенской пачек, слагающих его нижнюю половину, а также сауньяской пачки, образующей верхнюю половину горизонта; в Восточной зоне перечисленным пачкам соответствуют средняя и верхняя части вооreской свиты. Граница между средним и верхним отделами ордовика устанавливается в Западной структурно-фациальной зоне в подошве сауньяской пачки, в Восточной зоне — в средней части вооreской свиты.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. Вооreская свита, образующая набалаский горизонт, в нижней части Западной структурно-фациальной зоны сложена известняками с глауконитом паэкнаской пачки, замещающимися переслаиванием органогенно-детритовых известняков и мергелей скрундской пачки или афанитовыми известняками дзербенской пачки, в верхней части — афанитовыми известняками сауньяской пачки. В Восточной структурно-фациальной зоне им соответствуют мергели и глауконитсодержащие известняки, слагающие вооreскую свиту.

Для вооreской свиты в Западной структурно-фациальной зоне типичны трилобиты *Tretaspis seticornis, Acidaspis* cf. *dalecarlicus, Platylichas* aff. *laxatus, Remopleurides wimani* и, по Р. М. Мяннилю, — *Flexicalymene* n. sp., *Stygina* cf. *latifrons* (см. рис. 30). Виды трилобитов *Tretaspis seticornis, Platylichas laxatus* известны из шведского известняка Сландром [Jaanusson V., 1953], коррелируемого с сауньяскими известняками Эстонии [Martna J., 1957]; *Remopleurides wimani* описан из коррелируемого с набаласким вазагордского горизонта Швеции. Упомянутые виды могут являться косвенным индикатором набалаского возраста вооreских отложений в Западной Латвии.

В Юго-Восточной Латвии среди комплексов «раковинной» фауны больше критериев обоснования набалаского возраста верхней половины вооreской свиты и выделения этого горизонта. Здесь встречаются извест-

ные из набалаского горизонта Эстонии виды остракод *Brevibolbina dimorpha, Distobolbina nabalaensis, Disulcina explicata,* а также вид *Bubnoffiopsis incognitus,* характеризующий набалаские отложения Литвы.

За последние годы Р. Ж. Ульст получены данные о составе конодонтовых сообществ, содержащихся в воореской свите Западной Латвии и верхней части этой же свиты Восточной Латвии. Состав характеризуется присутствием видов, типичных для зоны «Ambalodus» triangularis frognoeynsis, установленной В. Я. Вийрой [1974] на территории Эстонии и соответствующей набаласкому горизонту.

Определению набалаского возраста воореской свиты способствует присутствие хитинозои *Cyathochitina dispar,* выделенной Р. М. Мянниле м [1976] в качестве зонального вида для набаласких отложений. Немаловажное значение для определения стратиграфического положения воореских отложений имеют обнаруженные в них сикулы граптолитов, доказывающие необходимость отнесения нижней половины воореской свиты к среднему ордовику на основании соответствия ее верхней части граптолитовой зоне Dicranograptus clingani.

Нижняя граница и мощность. Нижняя граница набалаского горизонта в Западной структурно-фациальной зоне проводится по контакту глинистых мергелей моссенской свиты раквереского возраста и мергелей и известняков воореской свиты. Она достаточно четкая литологически, но плохо обоснована фаунистически, так как комплексы органических остатков носят явно «транзитный» характер. Граница между ракверескими и набаласким горизонтами не совпадает с границей между средним и верхним отделами ордовика: последняя устанавливается по смене в разрезе граптолитов зоны Dicranograptus clingani (кроме зонального, вида *Climacograptus diplacanthus*) представителями верхнеордовикской граптолитовой зоны Pleurograptus linearis, проходящей в Западной Латвии в средней части набалаского горизонта. В Восточной Латвии в основу проведения нижней границы набалаского горизонта положен палеонтологический принцип: граница пролегает в литологически однородной толще внутри воореской свиты и маркируется появлением набаласких остракод *Distobolbina nabalaensis, Brevibolbina dimorpha, Disulcina explicata.* Мощности горизонта меняются в значительных пределах. Область максимальных значений их распространена в центре Восточной Латвии, где вскрыты наибольшие мощности, составляющие 26 (скв. Мадона-93) и 24 м (скв. Ляулены-XXVI). Сокращение мощностей в направлении к восточным, северным и центральным районам (до 5 м — в скважинах Краслава-104, Балтинава-17; 3,8 м — в скв. Стайцеле-4; 7 м — в скв. Рига Д-2) интенсивное; к западу продолжается более постепенное уменьшение мощностей набаласких отложений (до 3 м — скважины Талсы-55, Павилоста-51 и др.).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Вормсиский горизонт (F_1b)

На присутствие вормсиского горизонта в составе слоев сааремыйза в скв. Плявиняс 1-Р и возможное распространение его в разрезах скважин Бауска, Акнисте, Даугавпилс указала Р. Ж. Ульст [1959]. На основании новых данных, полученных в результате бурения ряда глубоких скважин на территории Западной Латвии, Р. М. Мянниль [1963] предположил соответствие вормсискому горизонту черных аргиллитов, слагающих верхнюю пачку выделенного им «нижнего яруса» харьюской серии, однако отметил необходимость дальнейшего палеонтологического подтверждения этого вывода. В дальнейшем вормсиский горизонт в Западной Латвии в составе черных аргиллитов, в Северной Латвии замещающихся серыми мергелями, Р. М. Мянниль [1966, 1968] выделил более уверенно.

В существующей стратиграфической схеме ордовика Латвии в вормсиский горизонт включена фякаская свита, распространенная в пределах Западной структурно-фациальной зоны, и мейлунская свита, развитая в Восточной зоне.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. Фякаская свита, включенная в вормсиский горизонт в Западной структурно-фациальной зоне, сложена черными и темно-серыми аргиллитоподобными глинами, замещающимися в Восточной зоне серыми мергелями и известняками, составляющими мейлунскую свиту. Наиболее надежным критерием выделения вормсиского горизонта и обоснования его возраста, особенно в пределах Восточной зоны, где литологическая характеристика горизонта нечеткая, является присутствие типичного комплекса хитинозой, содержащего виды *Lagenochitina baltica, L. prussica, Tanuchitina bergstroemi, Acanthochitina barbata.* В целом же палеонтологическая характеристика горизонта очень нечеткая. В пределах Западной структурно-фациальной зоны вормсиский горизонт заключает в себе обедненный комплекс «раковинной» фауны, представленный остатками остракод *Parapyxion subovatum, Kinnekullea waerni,* беззамковых брахиопод *Paterula* cf. *portlocki, P.* cf. *bohemica,* которые совместно с встреченными здесь трилобитами *Tretaspis seticornis* присутствуют и в нижележащих отложениях.

К фякаским аргиллитам приурочено богатое сообщество граптолитов, содержащее виды *Dicellograptus* cf. *pumilus, Climacograptus angustatus, Cl. styloides, Diplograptus vulgatus, D. pristis, Orthograptus* cf. *quadrimucronatus, Rectograptus pauperatus, R. gracilis* и другие [Ульст Р. Ж., 1975]. Состав этого сообщества близок к таковому из зоны Pleurograptus linearis стратотипической местности [Elles G. L., Wood E. M. R., 1918]. Совместно с трилобитом *Tretaspis seticornis,* остракодами *Kinnekullea waerni* и *Parapyxion subovatum* названный комплекс граптолитов подтверждает одновозрастность черных аргиллитов Западной Латвии и формации Фяка Швеции, составляющей верхнюю часть вазагордского горизонта и коррелируемой с вормсиским горизонтом Эстонии [Мянниль Р. М., 1966; Jaanusson V., 1963].

В юго-восточных районах Латвии, в области развития отложений ордовика восточного фациального типа, выделение вормсиского горизонта проводится главным образом на основании распространения хи-

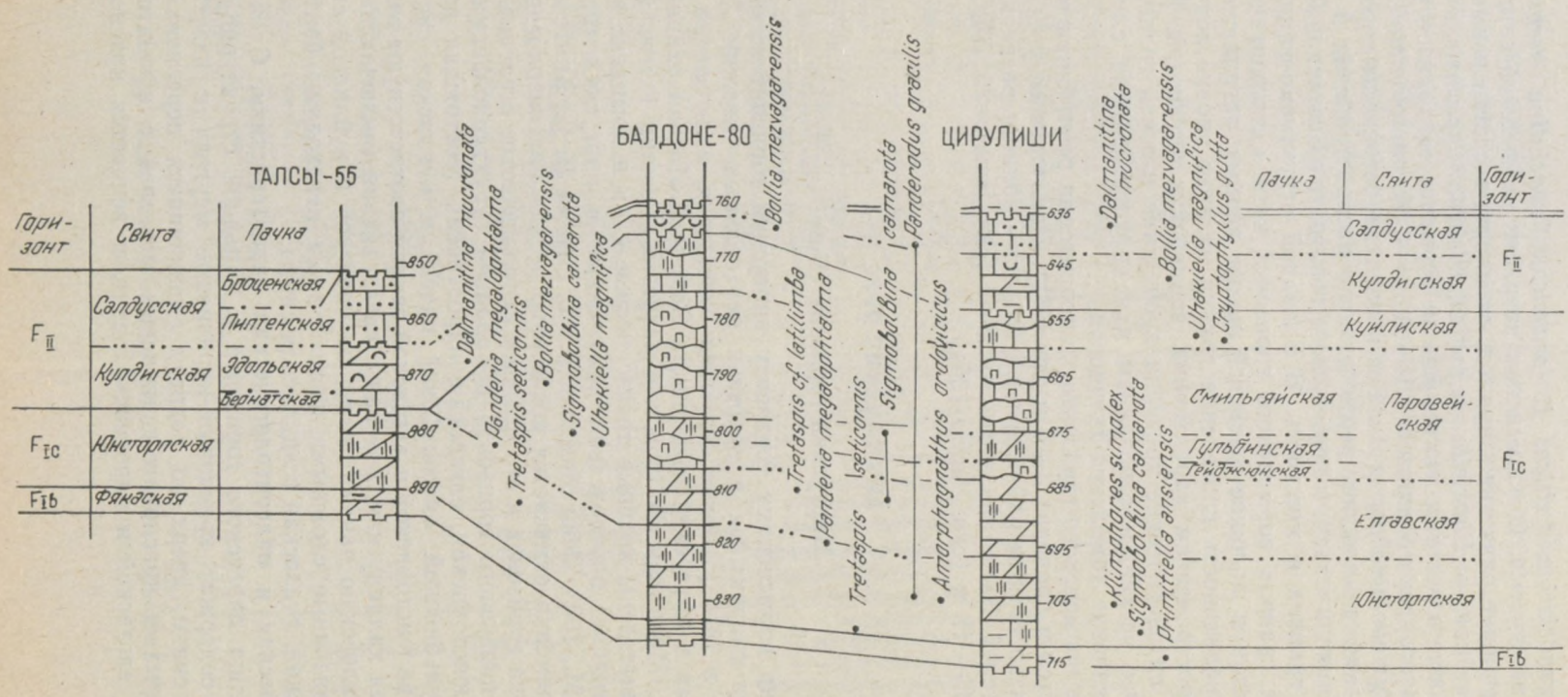


Рис. 31. Палеонтологическая характеристика вормсиских—поркуниских отложений Латвии.

тинозой *Lagenochitina baltica, L. prussica, Tanuchitina bergstroemi, Acanthochitina barbata.* О вормсиском возрасте мейлунской свиты свидетельствует также развитие остракод, входящих в состав вормсиского горизонта Эстонии, — *Uhakiella magnifica, Ulrichia? tapaënsis, Piretella actaea,* а также известных из синхронной вормсискому горизонту верхней части вазагордского горизонта Швеции, — *Grammolomatella vestrogothica, Sigmobolbina camarota.* Все названные остракоды характеризуются широким диапазоном вертикального распространения и не определяют границ и объемов вормсиского горизонта в Восточной Латвии.

Нижняя граница и мощность. В Западной структурно-фациальной зоне нижняя граница вормсиского горизонта четкая литологически и устанавливается в подошве фякаской пачки черных аргиллитоподобных глин. Правильность проведения границ на этом уровне подтверждается распространением характерных вормсиских хитинозой. В Восточной зоне литологические критерии проведения нижней границы горизонта менее четкие, и основанием для ее установления служит в основном появление комплекса хитинозой.

Мощность вормсиского горизонта на территории республики небольшая и меняется в пределах 3—6 м (рис. 31). Некоторое ее увеличение приурочено к восточным районам республики — области развития мейлунских мергелей. Здесь она достигает 8—9 (скв. Вишки-25, Лудза-15), максимально — 10 м (скв. Малта-105).

АШГИЛЛСКИЙ ЯРУС

Пиргуский горизонт (F_1c)

Аналогично вормсискому горизонту пиргуский горизонт выделен в составе слоев сааремыйза в разрезах центральных скважин Латвии Р. Ж. Ульст в 1959 г. Более подробно отложения, включенные в настоящее время в пиргуский горизонт, в Западной Латвии охарактеризованы Р. М. Мяннилем. В 1963 г. в разрезах скважин Ремте, Стури, Блидене им выделены красные третасписовые слои и комплекс афанитовых известняков, впоследствии включенные в пиргуский горизонт [Мянниль Р. М., 1963, 1966; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968]. Одновременно отмечается достаточно четкая палеонтологическая характеристика горизонта и его сложное литологическое строение.

В состав пиргуского горизонта в Западной структурно-фациальной зоне входят юнсторпская, елгавская, паровейская (состоящая из гейджюнской, гульбинской, смильгяйской пачек) и куйлиская свита. В Восточной зоне юнсторпской и елгавской свитам соответствуют взаимно замещающиеся халликуская, моэская и сведасайская (включающая рагяльскую и салосскую пачки) свиты; паровейской и куйлиской свитам синхронны связанные сложными фациальными переходами балтинавская, укмяргская, лудзаская и адилаская свиты.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. Сложнопостроенная толща пиргуского горизонта в Западной структурно-фациальной зоне содержит красновато-коричневые мергели и известняки юнсторпской свиты, вверх по разрезу сменяющиеся переслаиванием зеленовато-серых и красновато-коричневых мергелей с афанитовыми известняками елгавской и паровейской свит, и венчается красновато-

коричневыми и зеленовато-серыми мергелями куйлиской свиты [Ульст Р. Ж., 1972]. В Восточной зоне горизонт сложен сероцветными разнозернистыми полуафанитовыми органогенно-детритовыми известняками и мергелями перечисленных выше свит и пачек.

В юнсторпской, елгавской и куйлиской свитах Западной структурно-фациальной зоны встречен присущий только пиргуским отложениям фаунистический комплекс, содержащий трилобиты — *Tretaspis latilimba, T. granulata, Panderia megalophtalma, Dindymene longicaudata,* остракоды — *Tvaerenella expedita, Kinnekullea waerni, Ulrichia* cf.

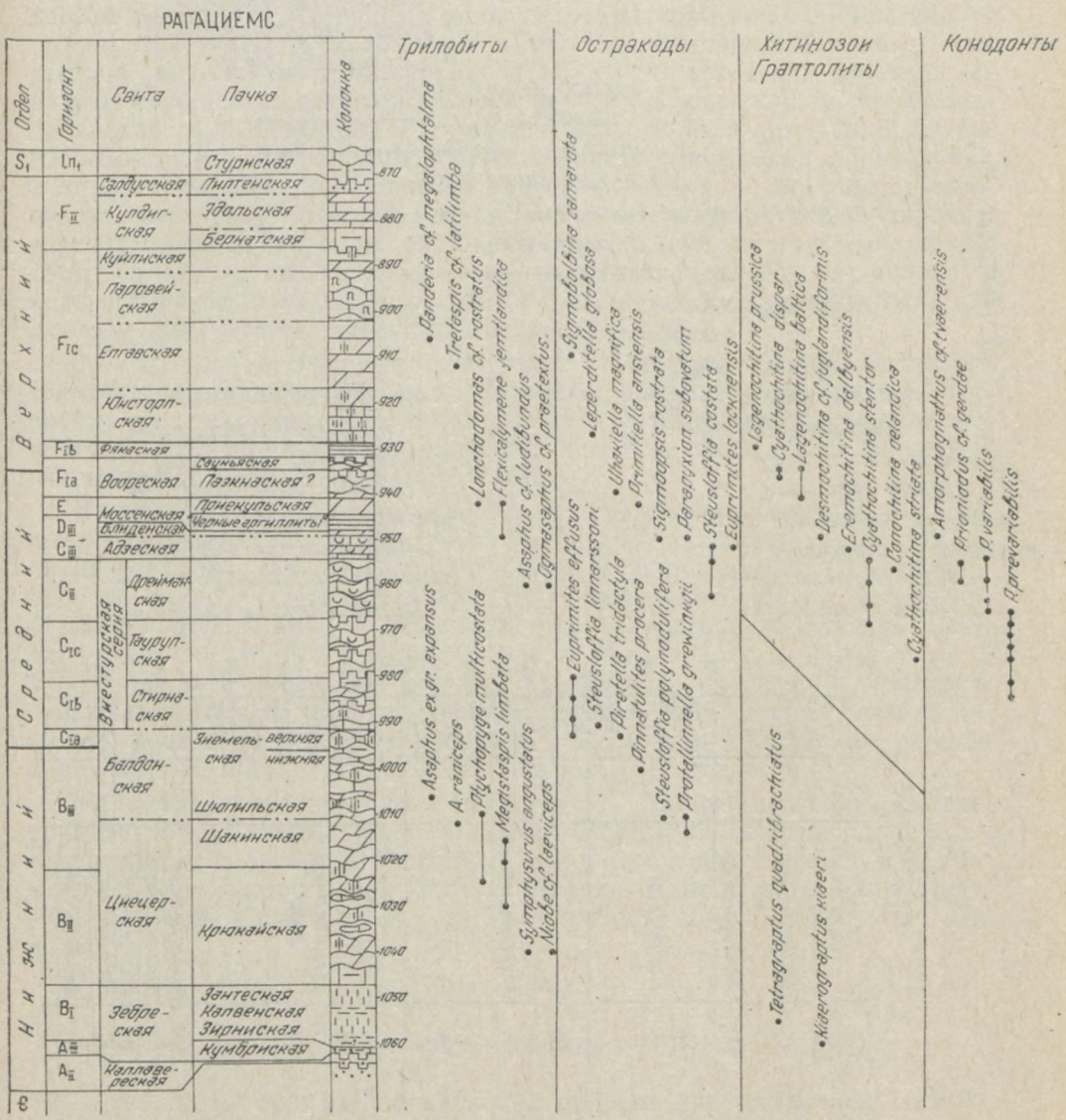


Рис. 32. Палеонтолого-стратиграфический разрез ордовика Западной структурно-фациальной зоны.

Рис. 33. Палеонтолого-стратиграфический разрез ордовика Восточной структурно-фациальной зоны.

macronodosa, Leperditella globosa (рис. 31, 32). Сообщество *Tretaspis latilimba—T. granulata—Panderia megalophtalma—Dindymene longicaudata—Kinnekullea thorslundi—K. waerni* известно из сопоставляемого с пиргуским горизонтом Эстонии горизонта Ярректад Швеции. Распространение названного комплекса в юнсторпской—куйлиской свитах Западной и Центральной Латвии достаточно уверенно обосновывает их принадлежность к пиргускому горизонту. Подтверждением пиргуского возраста характеризуемых свит служит также присутствие остракод *Leperditella globosa, Uhakiella magnifica, Piretella acmaea, Tvaerenella expedita,* входящих в пиргуский остракодовый комплекс в стратотипической местности. Названные виды остракод совместно с *Platybolbina orbiculata, Brevibolbina dimorpha altonodosa, Oepikiella luminosa, Ampletochilina frequens, Foramenella parkis, Airina cornuta* и другими образуют сообщество остракод, встреченное в халликуской, моэской, сведасайской, балтинавской, укмяргской, лудзаской и адилаской свитах Юго-Восточной Латвии и известное также из пиргуских образований Эстонии (рис. 33). Большинство видов, входящих в упомянутое сообщество, в стратотипической местности характеризуется более широким вертикальным диапазоном, охватывающим и нижележащие вормсиские, частично набалаские и раквереские отложения. Исключением являются виды *Foramenella parkis* и *Oepikiella luminosa,* способные служить надежным индикатором пиргуского возраста пород.

Отложения, включенные в пиргуский горизонт, бедны остатками граптолитов и хитинозой, представленных исключительно видами широкого стратиграфического диапазона. Это значительно затрудняет выяснение межфациальных соотношений свит и пачек, а также обоснование возраста и корреляцию горизонта.

Нижняя граница и мощность. Нижняя граница горизонта в Западной структурно-фациальной зоне достаточно четко устанавливается как по литологическим, так и по палеонтологическим признакам. Она приурочена к смене черных фякаских глин зеленовато-серыми и красно-бурыми известняками. Смене сопутствует появление названного выше типичного пиргуского трилобитового и остракодового комплекса. В Восточной зоне проведение нижней границы горизонта по литологическим критериям не столь уверенное. Граница между пиргуским и нижележащим вормсиским горизонтами может быть достоверно установлена лишь по результатам анализа остракод и хитинозой.

Мощности горизонта очень непостоянны. Минимальны они в Северо-Западной Латвии, близ области отсутствия верхнеордовикских отложений (3,4 м в скв. Вентспилс Д-3). Значения мощностей равномерно увеличиваются к юго-востоку Латвии и достигают 63 м в Центральной (скв. Кроньауце-57) и 85 м в Восточной Латвии (скв. Лудза-15).

Поркуниский горизонт (F_{II})

Поркуниский горизонт, венчающий ордовикские отложения Латвии, ранее относился к силурийской системе [Ульст Р. Ж., 1959]. В составе ордовикской системы Западной Латвии отложения поркуниского горизонта впервые выделены Р. М. Мяннилем [1963] в скв. Пилтене-1. В

дальнейшем объем, состав, литологическая и палеонтологическая характеристики горизонта неоднократно уточнялись [Гайлите Л. К., 1970; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968; Ульст Р. Ж., 1972; Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., 1970].

Поркуниский горизонт в большинстве районов, за исключением крайних северо-западных, с перерывом перекрывает нижележащие пиргуские отложения. Полнота развития разреза весьма различна в пределах как Западной, так и Восточной структурно-фациальных зон. В областях с наиболее полным разрезом в Западной структурно-фациальной зоне горизонт состоит из двух свит — кулдигской и салдусской, каждая из которых объединяет две пачки: соответственно бернатскую, эдольскую и пилтенскую, броценскую. В Восточной зоне поркуниский горизонт начинается тауценской свитой, которой в Западной структурно-фациальной зоне, по-видимому, соответствует перерыв в осадконакоплении, и венчается салдусской свитой, распространенной на всей территории Латвии.

Литологическая и палеонтологическая характеристики. Отложения, образующие кулдигскую свиту, которая залегает в нижней половине поркуниского горизонта Западной и Центральной Латвии, представлены серыми известняками бернатской пачки и серыми мергелями, переслаивающимися с известняками, — эдольской, выше по разрезу сменяющимися оолитовыми известняками и глинистыми известняками и мергелями, слагающими пилтенскую и броценскую пачки салдусской свиты. Тауценская свита, образующая поркуниский горизонт в Восточной Латвии, сложена светло-серыми полуафанитовыми и афанитовыми известняками.

В кулдигских отложениях скв. Пилтене-1 Р. М. Мяннилем отмечено присутствие типичных представителей так называемой «далманитиновой» фауны: *Dalmanitina mucronata, Brongniartella platynota, Dalmanella testudinaria, Leptaena rugosa, Meristella cassidea.* В дальнейшем виды трилобитов *Dalmanitina mucronata, Brongniartella platynota,* характерные для «далманитиновых» отложений Швеции, а также остракоды *Pseudulrichia norvegica,* известные из соответствующих далманитиновым отложениям слоев «5b» Норвегии, были обнаружены в кулдигских и салдусских свитах в ряде скважин Западной и Центральной Латвии. Их присутствие достоверно доказывает поркуниский возраст вмещающих отложений.

Совместно с *Dalmanitina mucronata* в поркуниском горизонте Западной Латвии встречен комплекс новых видов остракод, среди которых доминируют *Bollia mezmalensis, B. mezvagarensis, Aechmina ciecerensis, Ancora confragosa* и другие [Гайлите Л. К., 1970]. Диапазон распространения этих видов не выходит за пределы поркуниского горизонта, поэтому они могут быть использованы в качестве надежного критерия прослеживания поркуниских отложений в Центральной Латвии, в районах, где отсутствует *Dalmanitina mucronata.*

Отложения, включенные в поркуниский горизонт в Юго-Восточной Латвии, плохо охарактеризованы фаунистически. Достоверно доказан поркуниский возраст известняков тауценской свиты Восточной фациальной зоны, венчающих ордовикские отложения, в разрезах скважин Межциемс, Вишки-25, Малта-105, на основании наличия в них *Holorhynchus giganteus,* известного из слоев «5b» Норвегии, сопоставляемых

с поркуниским горизонтом Прибалтики. В ряде других скважин Восточной Латвии поркуниский горизонт выделяется условно и наличие его не подтверждается фаунистически.

Границы и мощность. В большинстве районов Западной Латвии проведение нижней границы поркуниского горизонта не вызывает затруднений. Граница обосновывается сменой пиргуских фаунистических сообществ поркунискими, что сопровождается переходом красновато-бурых отложений в серые. Положение нижней границы поркуниского горизонта становится проблематичным при прослеживании ее в центральные районы республики (скважины Олайне Д-4, Тауркалне, Балдоне-80, Мадона-93) одновременно с исчезновением в разрезе красновато-коричневой окраски куйлиских мергелей и появлением прослоев афанитовых известняков в отдельных скважинах (скв. Кроньауце-57) поркуниского, а в ряде других (скважины Балдоне-80, Олайне Д-1, Рига Д-2) пиргуского возраста. Здесь основным критерием проведения границы служит смена в разрезе пиргуских видов остракод — *Oecematobolbina cetona, Hallatia cornuta, Sigmobolbina camarota* поркунискими — *Bollia mezvagarensis, B. mezmalensis, Aechmina ciecerensis, Circulina nuda.* В Юго-Восточной Латвии граница между пиргуским и поркуниским горизонтами надежно обоснована лишь в разрезах, где присутствует *Holorhynchus giganteus*; в остальных разрезах ее положение условное.

Верхняя граница, совпадающая с границей между ордовикской и силурийской системами, приурочена к перерыву в осадконакоплении между ордовиком и силуром. В Западной и Центральной Латвии она выражена отчетливо, обычно фиксируется поверхностью размыва в кровле салдусской свиты, сменяющейся афанитовыми известняками или мергелями лландоверийского возраста. Палеонтологическим подтверждением правильности проведения границы на этом уровне служит исчезновение комплексов фауны ордовикского возраста и появление силурийских остракод *Microcheilinella mobile, Paraprimitia bipunctata,* а также граптолитов зоны Pristiograptus cyphus—Dimorphograptus confertus. Проблематично положение границы между ордовиком и силуром в скважинах Тауркалне и Балдоне-80 Центральной Латвии, где в маломощном (0,2—0,3 м) прослое глинистого известняка, аналогичного с относящимся к силурийской системе в ряде других скважин и залегающего над поверхностью размыва на уровне ордовикской—силурийской границы, встречены заведомо ордовикские остракоды *Bollia mezvagarensis* и *Circulina nuda.* Присутствие последних заставляет предполагать возможно более высокое положение границы в некоторых разрезах Центральной Латвии.

В большинстве скважин Юго-Восточной Латвии граница между ордовикской и силурийской системами проходит в однородной толще комковатых известняков тауценской—стуриской свит и может быть надежно обоснована лишь по исчезновению верхнеордовикских брахиопод *Holorhynchus giganteus* (в скв. Вишки-25, Малта-105, Межциемс). В некоторых разрезах (скв. Аташиене-9) на размытую поверхность ордовикских известняков ложатся известняки, содержащие пропластки темно-серых аргиллитов с граптолитами (*Demirastrites convolutus, Rastrites longispinus, Climacograptus scalaris*) среднелландоверийского возраста или (скв. Краслава-104) с крупным перерывом перекрывающиеся образованиями девонского возраста.

Мощности горизонта разнообразны. Наименьшие значения их отмечены в северо-западных районах (скв. Вентспилс Д-3 — 0,6 м) и центральной части Восточной Латвии (скв. Нагли-106 — 0,5 м), максимальные — приурочены к южным (скв. Акнисте-69 — 33? м) и западным районам республики (скважины Талсы-55 — 25 м, Павилоста-51 — 24 м).

КОРРЕЛЯЦИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА В ПРЕДЕЛАХ ЛАТВИИ

Взаимная корреляция отложений двух литолого-фациальных типов отложений ордовика — терригенно-карбонатного и карбонатного, распространенных на территории Латвии, осложненная как разным литологическим обликом пород, так и значительными различиями в комплексах приуроченных к ним органических остатков, имеющих в Западной структурно-фациальной зоне «скандинавский», а в Восточной — «прибалтийский» облик, требует выявления общих для обеих зон видов и установления синхронных уровней смены в разрезе представителей фауны. Наиболее пригодными для целей корреляции разнофациального ордовика Латвии оказались конодонты, хитинозои и остракоды; слабее выражена коррелятивная способность трилобитов и, в особенности, граптолитов, распространение которых зачастую не выходит за пределы Западной структурно-фациальной зоны. Зависимостью от фациальных условий отличаются и брахиоподы, характеризующиеся наиболее разнообразным составом сообществ в Восточной структурно-фациальной зоне. Исключением являются отложения, начинающие ордовик Латвии, а именно — песчано-глинистые образования каллавереской свиты пакерортского горизонта; прослеживание их на территории республики проводится на основании присутствия беззамковых брахиопод *Obolus apollinis*.

Для корреляции отложений ceратопигевого и латорпского горизонтов, залегающих в низах нижнего ордовика, наиболее ценны конодонты. Так, глины лутриньской и кумбриской пачек зебреской свиты ceратопигевого горизонта Западной структурно-фациальной зоны и глауконитовые песчаники и глины Восточной зоны могут быть сопоставлены между собой и с зоной Paltodus deltifer зональной конодонтовой последовательности Европы на основании наличия общего многоэлементного вида конодонтов — *Paroistodus numarcuatus*. Распространение в глауконитовом доломите лээтсеской свиты северной и восточной частей Латвии многоэлементного вида *Paroistodus proteus* доказывает ее одновозрастность с глинами зирниской пачки зебреской свиты, а наличие в пяйтеской пачке драйсейкской свиты ряда видов (*Drepanodus arcuatus, Paroistodus parallelus, Drepanoistodus forceps, Oistodus lanceolatus* и др.), типичных для зон Prioniodus elegans—P. evae, — соответствие глинам калвенской и зантеской пачек зебреской свиты Западной Латвии (рис. 34).

При корреляции вышележащих доломитов верхней части драйсейкской свиты Восточной структурно-фациальной зоны и мергелей крю-

кайской пачки циецерской свиты Западной зоны, составляющих волховский горизонт на территории Латвии, наряду с конодонтами существенную роль начинают играть представители «раковинной» фауны — остракоды и трилобиты. Среди уровней, обозначающих смену трилобитовой фауны, важное значение для корреляции отложений имеет уровень появления (в подошве волховского горизонта) и исчезновения (на несколько метров выше основания кундаского горизонта) трилобита *Megistaspis limbata.* В Западной структурно-фациальной зоне нижний уровень проходит в подошве мергелей крюкайской пачки, верхний — в средней части шакинской пачки мергелей циецерской свиты. Благодаря распространению *M. limbata* в Восточной зоне можно предполагать соответствие мергелям циецерской свиты доломитов драйсейкской свиты. Подобное предположение подтверждается находками в волховских отложениях обеих фациальных зон трилобита *Symphysurus angustata,* зонального вида остракод *Tallinnellina primaria* и конодонтов *Paroistodus originalis.*

Для прослеживания кундаского горизонта на территории Латвии первостепенное значение имеет последовательное распространение в

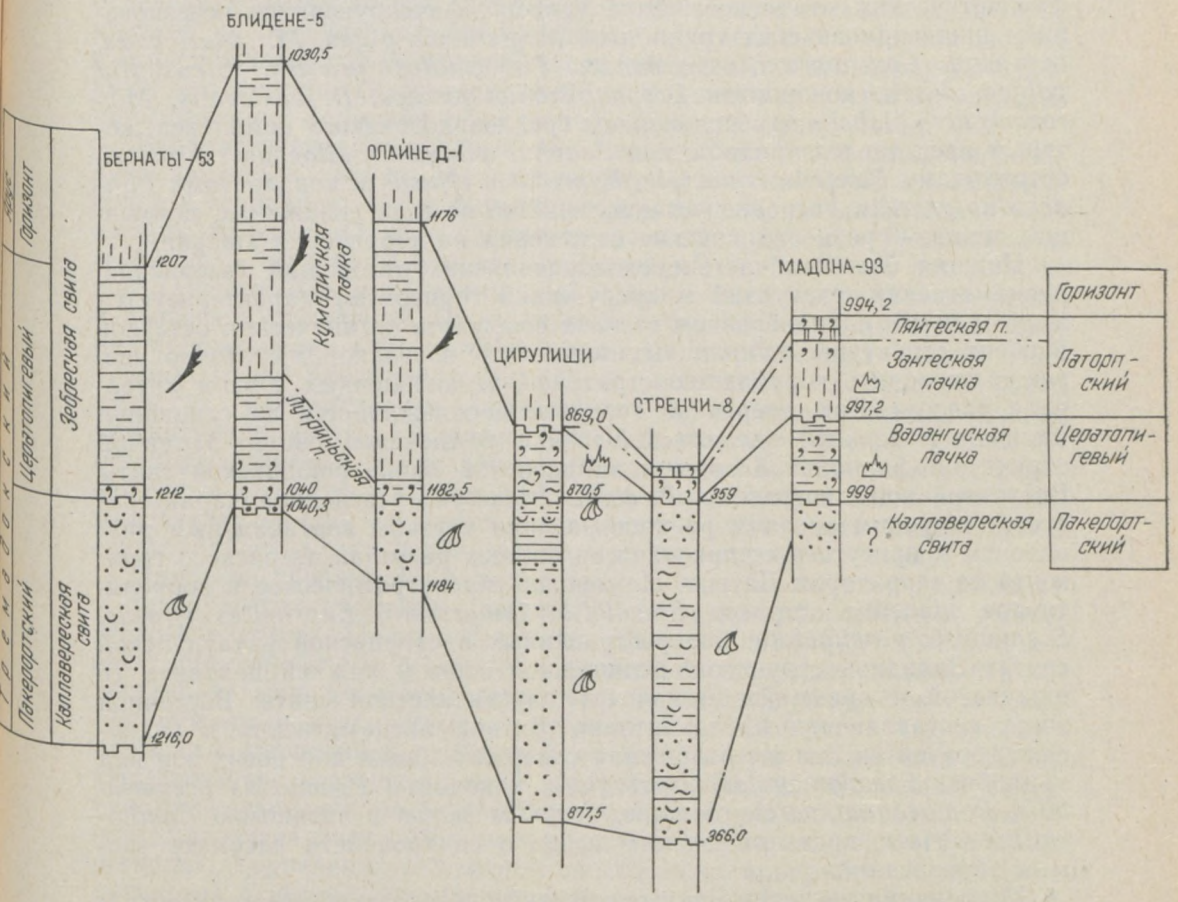


Рис. 34. Сопоставление пакерортского и цератопигевого горизонтов Латвии.

разрезе трилобитов *Asaphus* ex gr. *expansus* и *Megistaspis gigas*. Первый из них в Западной структурно-фациальной зоне приурочен к мергелям верхней половины шакинской и глинистым известнякам шюпильской пачки балдонской свиты, в Восточной зоне — к известнякам нижней части бичюнской свиты; второй — характеризует в Западной зоне нижнюю зиемельскую пачку балдонской свиты, в Восточной — юодупскую пачку рокишкской свиты. Одновозрастность этих отложений подтверждается находками зональных остракод *Pinnatulites procera*. В коррелятивных целях могут быть использованы остракоды более широкого стратиграфического диапазона, характеризующие как волховский, так и кундаский горизонты: *Conchoprimitia gammae, Steusloffia polynodulifera, Protallinnella grewingkii*, а также конодонты, общие для отложений обеих фациальных зон: *Drepanoistodus forceps, D. basiovalis, D. arcuatus, Microzarkodina flabellum, Protopanderodus rectus* и др.

Одним из палеонтологических уровней, наиболее четко прослеживаемых в обеих структурно-фациальных зонах, является граница между нижним и средним отделами ордовика, не имеющая литологического выражения в разрезе и устанавливаемая по отчетливой смене фаунистических комплексов. Этот уровень, фиксирующийся исчезновением нижнеордовикских трилобитов *Megistaspis gigas, M. obtusicauda*, остракод *Conchoprimitia gammae, Pinnatulites procera, Steusloffia polynodulifera*, конодонтов *Drepanoistodus forceps, D. basiovalis, Microzarkodina flabellum* и появлением среднеордовикского комплекса, который представлен трилобитами *Asaphus platyurus, Illaenus schroeteri*, остракодами *Piretella tridactyla, Euprimites effusus* и конодонтами *Panderodus gracilis*, уверенно устанавливается во всех скважинах, вскрывших нижне—среднеордовикские отложения на территории Латвии.

Нижняя большая часть среднеордовикских отложений (азериский, ласнамягиский, ухакуский и кукрузеский горизонты) характеризуется значительным единообразием состава сообществ органических остатков в обеих структурно-фациальных зонах, что позволяет достаточно уверенно проводить корреляцию стратонов, установленных в этом интервале разреза. Так, азериский горизонт прослеживается на основании наличия в верхней зиемельской пачке балдонской свиты Западной структурно-фациальной зоны и вайдленской пачке рокишкской свиты Восточной зоны остракоды *Piretella tridactyla*. Последняя характеризуется широким ареалом распространения и узким вертикальным диапазоном и присутствует практически во всех разрезах азериского горизонта на территории Латвии. Не меньше стратиграфическое и коррелятивное значение остракод *Steusloffia linnarssoni, Euprimites effusus, Sigmoopsis perpunctata*, распространенных в стирнаской и таурупской свитах Западной структурно-фациальной зоны и нижней половине (в вижунской и краштайской пачках) даугавпилсской свиты Восточной зоны, составляющих на территории Латвии ласнамягиский и ухакуский горизонты. Эти же отложения содержат общий для обеих зон вид трилобита *Pseudomegalaspis patagiata*, конодонты *Prioniodus prevariabilis, Eoplacognathus* cf. *robustus, Pygodus serrus* и хитинозою *Cyathochitina striata*, подтверждающие вывод о синхронности рассматриваемых образований.

Корреляции вышележащих отложений способствует развитие остракод *Steusloffia costata, Tallinnella reticulata, Piretella margaritata*, три-

лобитов *Asaphus ludibundus, Ampyx costatus,* конодонтов *Prioniodus variabilis, P.* cf. *gerdae, Amorphognathus tvaerensis,* хитинозои *Cyathochitina stentor.* Названное сообщество сменяет вверх по разрезу виды ухакуского возраста и характеризует дрейманскую свиту Западной структурно-фациальной зоны и кряуносскую и сартайскую пачки верхней половины даугавпилсской свиты Восточной зоны, составляющие кукрузеский горизонт. Появление в разрезе указанного комплекса вслед за исчезновением более древнего ухакуского четко маркирует нижнюю границу кукрузеского горизонта, наравне с контактом нижнего и среднего отделов ордовика являющуюся одним из коррелятивных уровней, наиболее четко прослеживаемых на всей территории Латвии. Этого нельзя сказать относительно верхней границы кукрузеского горизонта, характеризующейся прослеживанием большинства видов в вышележащие идавереские отложения. Коррелятивными могут быть лишь уровни появления остракоды *Pedomphalella egregia* и хитинозои *Eremochitina dalbyensis,* приуроченные к подошве адзеской свиты Западной структурно-фациальной зоны и межциемской свиты Восточной зоны, относящихся к идаверескому горизонту. В целом же идавереский—йыхвиский комплексы фауны двух структурно-фациальных зон отличаются значительной дифференциацией видового состава, затрудняющей их параллелизацию. Сказанное справедливо и по отношению к вышележащей толще верхней части среднего и всего верхнего ордовика, что нередко служит причиной условного характера сопоставления отложений Западной и Восточной структурно-фациальных зон.

В области распространения отложений западного фациального облика заметный уровень обновления фаунистических комплексов приурочен к основанию свиты блиденских мергелей предположительно кейлаского возраста. Отсюда начинают развитие трилобиты *Flexicalymene jemtlandica,* остракоды *Kinnekullea thorslundi, K. hesslandi,* продолжавшие существовать и во время образования вышележащих моссенских и воореских отложений. Этот уровень, столь четкий в Западной зоне, не прослеживается в области развития карбонатных фаций Восточной зоны. Ассоциации хитинозой, известные из верхней части адзеских и блиденских известняков и мергелей верхней части межциемской свиты, несколько ближе по составу; формы *Desmochitina juglandiformis,* содержащиеся в значительных количествах в верхней части адзеской и блиденской свите в отложениях западного типа, малочисленны или единичны в соответствующей части межциемской свиты, однако могут использоваться в коррелятивных целях.

Заметное обновление фауны остракод в Западной зоне происходит в приекульских мергелях моссенской свиты предположительно ракверескоro возраста. Появляются виды *Uhakiella magnifica, Piretella acmaea, Microcheilinella blidenensis,* продолжающие существовать и в залегающей выше воореской свите набалаского возраста. Эти же виды обнаружены и в воореских отложениях Восточной зоны. Об одновозрастности вмещающих отложений свидетельствует также сходство их вещественного состава на всей территории Латвии. Воореская свита, характеризующаяся развитием афанитовых и полуафанитовых известняков, является маркирующим горизонтом, прослеживающимся в обоих регионах. Корреляции отложений способствует присутствие в них вида хитинозой *Cyathochitina dispar,* выделенного Р. М. Мяннилем [1976] в качестве зонального для набаласких отложений.

Фякаская свита черных глин, залегающая выше в разрезе Западной структурно-фациальной зоны, содержит своеобразный комплекс макрофауны, резко отличный от такового в известняках мейлунской свиты Восточной зоны. Тем не менее корреляция этих отложений, на территории Латвии составляющих вормсиский горизонт, может быть проведена достаточно уверенно благодаря развитию в них богатого, присущего только им комплекса хитинозой, включающего виды *Lagenochitina baltica, L. prussica, Acanthochitina barbata.*

Вышележащие отложения ордовика отличаются значительной дифференциацией фаунистических сообществ. Пиргуский горизонт, представленный в Западной структурно-фациальной зоне юнсторпской, елгавской, паровейской и куйлиской свитами, в Восточной — сведасайской, моэской, халликуской, балтинавской, укмяргской, лудзаской и адилаской, пока слабо сопоставим фаунистически. О соответствии упомянутых отложений свидетельствует их пиргуский возраст, в Западной структурно-фациальной зоне установленный путем корреляции с горизонтом Ярректад Швеции, соответствующим пиргускому горизонту Эстонии, а в Восточной — путем непосредственного сопоставления с пиргускими отложениями стратотипической местности. В рассматриваемых отложениях обеих структурно-фациальных зон содержится один общий вид остракод *Tvaerenella expedita,* который может быть использован для их корреляции.

Еще более проблематично сопоставление кулдигской и салдусской свит, венчающих ордовик в Западной структурно-фациальной зоне, с тауценской свитой, залегающей в верхах ордовикских отложений Восточной зоны, ввиду полного отсутствия палеонтологических и литологических критериев. Существует мнение, что тауценская свита объединяет отложения более древние, чем кулдигские образования в западных и центральных районах республики, и соответствует зоне Dalmanitina olini [Пашкевичюс И. Ю., 1973].

КОРРЕЛЯЦИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАТВИИ С ОДНОВОЗРАСТНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ

КОРРЕЛЯЦИЯ НИЖНЕГО ОРДОВИКА

Корреляция нижнего ордовика Латвии с синхронными образованиями Швеции, Литвы, Польши может быть проведена достаточно обоснованно благодаря присутствию таких «коррелятивных» групп фауны, как граптолиты, конодонты, трилобиты, в меньшей мере — остракоды. Брахиоподы имеют значимость только для сопоставления маломощных, начинающих ордовикский разрез Латвии терригенных отложений пакерортского горизонта, в которых хорошим коррелятивным критерием является *Obolus apollinis.* Этот широко распространенный вид доказывает одновозрастность пакерортских образований Латвии, Эстонии, нижнего тремадока Швеции (районы Сильян, о-ва Эланд) и Польши [Tjernvik T., 1956; Szymański B., 1973; Modliński Z., 1973]. К пакерортским (каллавереским) песчаникам приурочены также конодонтовые элементы *Cordylodus angulatus* и *C. rotundatus,* широко распространенные [Lindström M., 1971] и позволяющие коррелировать характеризуемые отложения Латвии и низы тремадока Европы.

Аргиллиты лутриньской и кумбриской пачек зебреской свиты, образующие в осевой части Елгавского палеопрогиба ceратопигевый горизонт верхнего тремадока, содержат стратиграфически важные виды граптолитов, с четким коррелятивным значением. К таким видам относятся встреченные в лутриньской и кумбриской пачках виды *Bryograptus* aff. *ramosus, Clonograptus* cf. *tenellus, Triograptus osloensis, Adelograptus divergens, Kiaerograptus kiaeri,* известные также из ceратопигевых глин района Осло [Spjeldnaes N., 1963; Erdtmann B. D., 1965]. Виды *Bryograptus ramosus* и *Kiaerograptus kiaeri* являются коррелятивными и для более широких областей и позволяют синхронизировать две нижние пачки зебреской свиты Латвии с бриограптовыми сланцами верхнего тремадока районов Мельника и Беловежи Польши [Szymański B., 1973]. Правильность сопоставления лутриньских и кумбриских глин Латвии с ceратопигевыми отложениями Скандинавии подтверждается находками трилобитов *Ceratopyge forficula* и *Symphysurus angustatus,* типичных для ceратопигевых слоев верхнего тремадока Швеции [Мянниль Р. М., 1963, 1966], а также присутствием конодонтов *Paltodus deltifer, Paroistodus numarcuatus, Oneotodus variabilis,* характерных для зоны Paltodus deltifer Европы, синхронной ceратопигевому горизонту Балтоскандии [Lindström M., 1971]. Наличие в лутриньской и кумбриской пачках ассоциации конодонтовых элементов — *«Acodus» tetrahedron, «Drepanodus» deltifer, «D.» pristinus, «D.» amoenus, «Scandodus» varanguensis, «S.» vitreus* и других, аналогичной известной из зоны Scandodus varanguensis Эстонии, свидетельствует об одновозрастности этих отложений на территории Средней и Северной Прибалтики.

Большим коррелятивным значением обладает ряд видов трилобитов, конодонтов, граптолитов, встреченных в образующих верхнюю половину зебреской свиты аргиллитах зирниской, калвенской и зантеской пачек, слагающих латорпский горизонт на территории Западной структурно-фациальной зоны. Соответствующие этим отложениям на территории Швеции два подгоризонта — Хуннеберг и Биллинген — подразделены на трилобитовые и граптолитовые зоны, прослеживаемые благодаря наличию общих видов и в Западной структурно-фациальной зоне Прибалтики. Трилобитовые комплексы, согласно Р. М. Мяннилю [1963; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968], дают возможность прослеживать на территории Балтоскандии зоны Megistaspis planilimbata, Megalaspides dalecarlicus и Megistaspis estonica. Наиболее уверенно можно говорить о распространении зоны Megistaspis planilimbata, вид-индекс которой встречен в нескольких скважинах Западной Латвии [Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж., 1975]. В целом же из-за редкой встречаемости коррелятивная валентность трилобитов латорпа Латвии невелика.

При решении вопросов корреляции латорпских отложений более существенна роль комплексов граптолитов, содержащих виды, известные из нижнего ордовика района Сконе Швеции, и доказывающих синхронность зирниской, калвенской и зантеской пачек Латвии граптолитовым зонам Tetragraptus phyllograptoides, T. approximatus, Didymograptus balticus, Phyllograptus densus, Ph. angustifolius elongatus Швеции. Стратиграфически важен уровень массового появления филлограптов, расположенный в середине калвенской пачки зебреской свиты, по мнению Р. Ж. Ульст [Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж., 1975] соответствующий

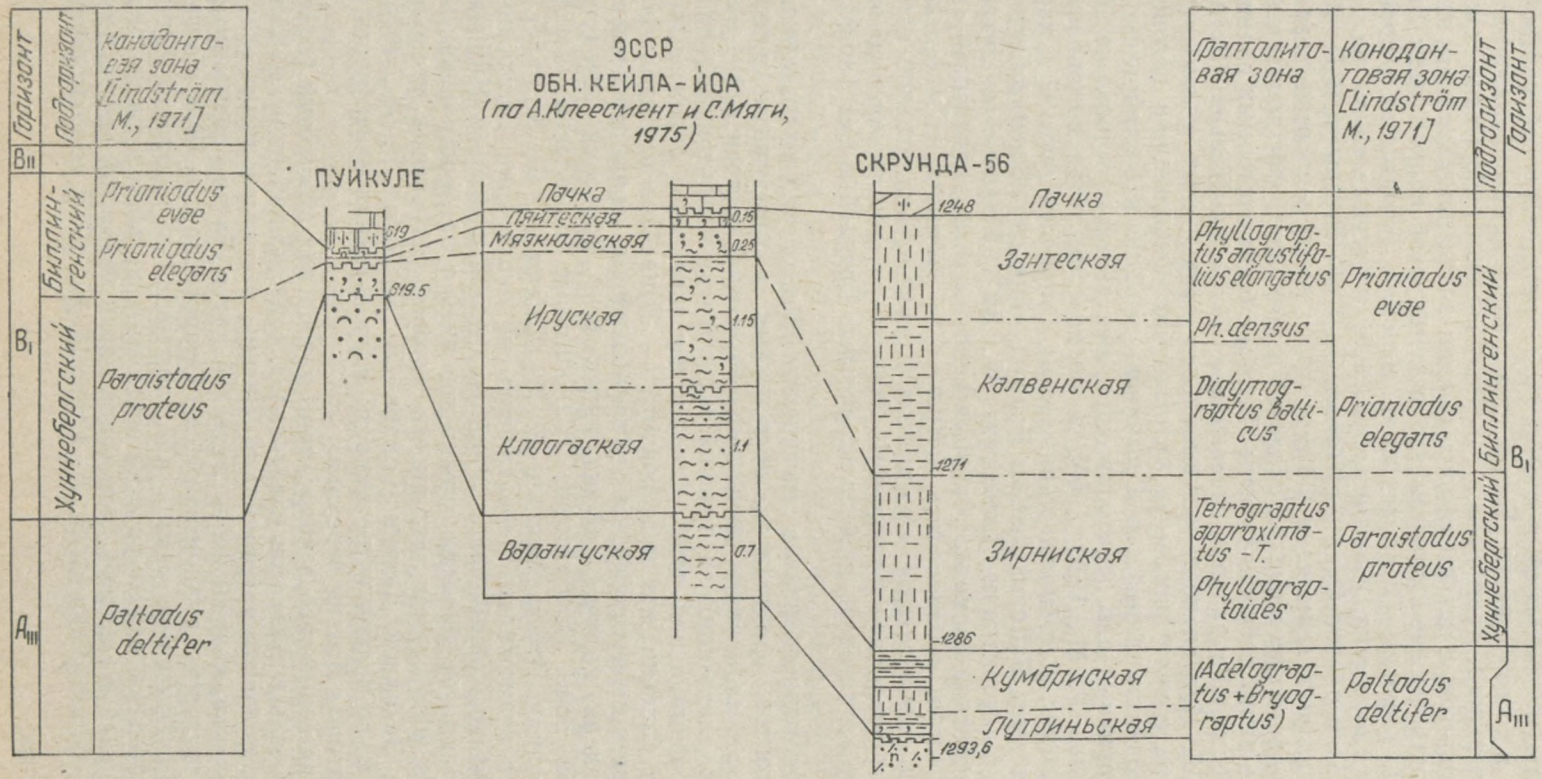


Рис. 35. Корреляция латорпского горизонта Латвии и Эстонии.

границе между хуннебергским и биллингенским подгоризонтами на территории Швеции. Не меньшее значение при корреляции латорпа Латвии, Эстонии и других регионов имеют многоэлементные виды конодонтов. К «коррелятивным» видам конодонтов относятся *Paroistodus proteus* и *Paltodus inconstans,* известные из зирниской пачки зебреской свиты Западной структурно-фациальной зоны и нижней половины лээтсеской свиты Восточной зоны. Они доказывают одновозрастность этих отложений и образований, включенных в зону Drepanodus proteus хуннебергского подгоризонта Эстонии [Вийра В. Я., 1974] и зону Paroistodus proteus аренига Европы [Lindström M., 1971]. С конодонтовыми зонами Prioniodus elegans и P. evae ордовика Европы и соответствующей им зоной «Oistodus» lanceolatus биллингенского подгоризонта латорпа Эстонии могут быть сопоставлены калвенские и зантеские глины зебреской свиты, а также доломиты пяйтеской пачки Латвии (рис. 35). Основанием служит наличие здесь многоэлементных видов конодонтов *Drepanodus arcuatus, Paroistodus paralellus, Prioniodus elegans, P. evae* и др. В волховском горизонте значительно возрастает коррелятивная роль трилобитов, в первую очередь благодаря присутствию часто встречаемого в разрезе вида *Megistaspis limbata* — индекса одноименной трилобитовой зоны, распространенной на территории Швеции [Jaanusson V., Mutvei H., 1951; Bohlin B., 1955; Tjernvik T., 1956] и Польши [Modliński Z., 1973; Modliński Z., Pokorski I., 1969; Znosko J., 1964; Bednarczyk W., 1968]. Развитие этого вида в крюкайской пачке циецерской свиты волховского горизонта свидетельствует об одновозрастности этих отложений, «лимбатового» известняка средней Швеции и волховского горизонта Польши. Индикаторами синхронности образования указанных отложений служит также присутствие трилобитов *Symhysurus palpebrosus* и *Nileus armadillo.* Неясен вопрос о существовании на территории аналогов «лепидурусового» известняка Швеции [Bohlin B., 1949, 1955; Jaanusson V., Mutvei H., 1951] и Польши, зональный представитель которого — *Asaphus lepidurus* не встречен в верхней части волховского горизонта Латвии. Вряд ли отсутствие этого вида свидетельствует о существовании перерыва в осадконакоплении, соответствующего времени накопления поздневолховских отложений. Кажется более правильным предположение Р. М. Мянниля [1963] об узкофациальном характере распространения *Asaphus lepidurus.* Для параллелизации волховских отложений немаловажен вид остракод *Tallinnellina primaria,* согласно Н. В. Сидаравичене [1976], служащий видом-индексом одноименной остракодовой зоны, прослеживаемой на всей территории Прибалтики и присутствующей также в нижнем ордовике Норвегии и на о-ве Борнхольм [Henningsmoen G., 1948].

Конодонтовые сообщества в волховском горизонте в обеих структурно-фациальных зонах Латвии доказывают соответствие этих отложений зонам Baltoniodus triangularis, B. navis, Paroistodus originalis конодонтовой последовательности Европы [Lindström M., 1971], зоне «Cordylodus» perlongus волхова Эстонии [Вийра В. Я., 1974] и верхнему аренигу Польши [Bednarczyk W., 1966, 1968; Szymański B., 1973].

Редкие граптолиты *Phyllograptus angustifolius, Glyptograptus* ex gr. *austrodentatus* свидетельствуют о правильности сопоставления волховского горизонта Латвии и зоны Didymograptus hirundo граптолитовой последовательности Англии, а также о соответствии волховских

отложений Латвии верхнему аренигу Польши [Modliński Z., 1973; Szymański B., 1973].

В корреляции кундаского горизонта существенна роль трилобитов. На соответствие кундаских отложений Латвии трилобитовым зонам Asaphus raniceps, A. expansus, Megistaspis obtusicauda, M. gigas, выделенным на о-ве Эланд и в р-не Сильян Швеции [Bohlin B., 1949, 1955; Hessland I., 1949], указывает присутствие зональных видов, распространенных последовательно в разрезах шакинской, шюпильской и нижней зиемельской пачек Западной структурно-фациальной зоны и бичюнской и рокишкской свитах Восточной зоны. Кроме зональных достаточно богат набор видов узкого вертикального диапазона, доказывающих синхронность этих отложений: *Ampyx nasutus, Megistaspis hyorrhina, M. acuticauda, Illaenus aduncus, Pseudasaphus perstriatus, Pliomera fischeri* (рис. 36). По составу трилобитовой фауны довольно уверенно можно говорить также о соответствии хундерумского, валастеского и алуояского подгоризонтов Эстонии зонам Asaphus raniceps, A. expansus, Megistaspis obtusicauda—M. gigas кундаского горизонта Латвии [Мянниль Р. М., 1963, 1966], а также о возрастной синхронности кундаского горизонта Латвии и Литвы [Пашкевичюс И. Ю., 1973].

Сходные комплексы трилобитовой фауны, включающие виды *Asaphus raniceps, Megistaspis gigas, Ampyx nasutus, Pseudasaphus perstriatus,* общие с кундаскими отложениями Латвии, распространены в нижнем лланвирне Польши [Bednarczyk W., 1968; Modliński Z., 1973; Modliński Z., Pokorski I., 1969] и свидетельствуют об одновозрастности этих образований.

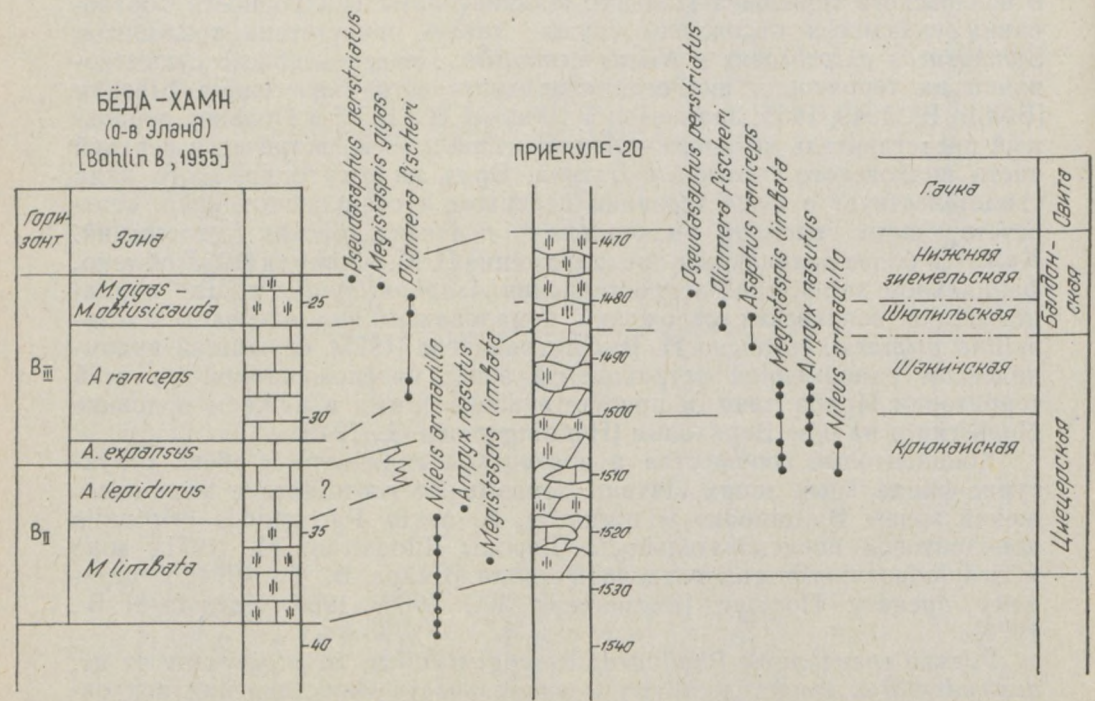


Рис. 36. Корреляция волховских и кундаских отложений Латвии и Швеции.

Среди остракод наибольшее стратиграфическое и коррелятивное значение имеет присущий только кундаским отложениям вид *Pinnatulites procera,* являющийся видом-индексом, который позволяет сопоставлять кундаские отложения Латвии с таковыми на территории Эстонии и Литвы [Сидаравичене Н. В., 1976].

Граптолиты, представленные в шакинской пачке цицерской свиты Западной структурно-фациальной зоны сравнительно богатым комплексом, включающим виды *Aulograptus cucullus, Glyptograptus dentatus, Diplograptus ellesi* и другие, дают возможность связывать эти отложения с граптолитовой зоной Didymograptus bifidus Англии, сопоставляемой далее с одноименной зоной Северной Америки и зоной Diplograptus obscurus Скандинавии. Зона Didymograptus bifidus прослеживается и на территории Литвы [Пашкевичюс И. Ю., 1973] (табл. 24).

Одним из наиболее важных и проблематичных стратиграфических уровней в нижнем ордовике является граница граптолитовых зон Didymograptus hirundo—D. bifidus. Из-за ее неясного положения и на территории Швеции [Jaanusson V., 1960b] трудно судить о синхронности этого уровня на территории Латвии и Швеции.

Конодонтовые сообщества позволяют синхронизировать кундаские отложения Латвии и Эстонии по присутствию видов *«Ambalodus» planus* и *«A.» pseudoplanus.*

КОРРЕЛЯЦИЯ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА

Большая нижняя половина среднего отдела ордовика (азериский, ласнамягиский, ухакуский, кукрузеский горизонты) отличается распространением пригодных для корреляции видов, имеющих более широкий вертикальный диапазон и поэтому не позволяющих проводить корреляцию с той же степенью детальности, что у нижнеордовикских отложений. Тем не менее в этом интервале времени территория Латвии достаточно хорошо сравнима с разными регионами Швеции, Польши, Литвы. Верхнюю часть среднеордовикских отложений (идавереский, йыхвиский, кейлаский, оандуский и раквереский горизонты) в этих областях можно уверенно коррелировать лишь с отложениями Западной структурно-фациальной зоны Латвии. Восточная зона, отличающаяся развитием иных фаунистических сообществ, сопоставляется с территорией Эстонии и Восточной Литвы.

Возрастные аналоги азериского горизонта, начинающего средний ордовик Латвии, могут быть прослежены на территории Юго-Восточной Эстонии, Литвы, Швеции благодаря присутствию здесь остракоды *Piretella tridactyla* [Мянниль Р. М., 1966; Сидаравичене Н. В., 1976; Jaanusson V., 1957]. Кроме *P. tridactyla* на одновозрастность верхней зиемельской пачки Латвии, составляющей азериский горизонт, и известняков Платиурус и Шроэтери Швеции указывает развитие остракод *Chilobolbina lativelata, Piretia geniculata,* известных из этих отложений [Jaanusson V., 1957]. Р. М. Мянниль [1963, 1966] отметил развитие в азериском горизонте Латвии трилобита *Asaphus platyurus,* способного служить индикатором одновозрастности характеризуемых образований Латвии, известняков Сегерстад о-ва Эланд [Jaanusson V., 1960a] р-на Вестерйётланд [Jaanusson V., 1965], известняков Коргярде и Викарбю р-на озера Сильян [Jaanusson V., 1963].

Корреляция нижнеордовикских отложений

Латвия			
Горизонт	Трилобитовая зона	Граптолитовая зона	Конодонтовая зона
Кундаский	Megistaspis gigas — M. obtusicauda, Asaphus raniceps, A. expansus	Didymograptus bifidus	?
Волховский	? Megistaspis limbata	D. hirundo	? Paroistodus originalis, Baltoniodus navis, B. triangularis
Латорпский	M. esthonica, Megalaspides dalecarlicus		Prioniodus evae, P. elegans
	Megistaspis planilimbata, M. armata		Paroistodus proteus
Цератопигевый		Adelograptus + Bryograptus	Paltodus deltifer
Пакерортский			Cordylodus angulatus

В комплексе фауны ласнамягиского и ухакуского горизонтов Латвии содержатся трилобиты *Pseudasaphus aciculatus, P. tecticaudatus, Pseudobasilicus? brachyracis, Pseudomegalaspis patagiata, Illaenus schroeteri, I. intermedius, Ogmasaphus praetextus, O. costatus,* известные также из известняков Себю, Фолкеслунда, Фурудаль Швеции (р-ны Сильян, Остерйётланд, о. Эланд) [Мянниль Р. М., 1963, 1966; Jaanusson V., 1960a, 1962, 1963] (рис. 37). В списки трилобитов ласнамягиского горизонта Эстонии входят виды *Illaenus schroeteri, I. stacyi, Pseudasaphus tecticaudatus,* в состав трилобитовых сообществ ухакуского горизонта — *Asaphus lepidus, Illaenus intermedius, Lonchodomas rostratus, Pseudasaphus tecticaudatus* [Рымусокс А. К., 1970], доказывающие одновозрастность названных горизонтов в Латвии и Эстонии. Из-за отсутствия последовательных находок трилобитов в разрезах трудно говорить о синхронности уровня исчезновения ласнамягиских видов и появления ухакуских (*Asaphus lepidus, Lonchodomas rostratus, Illaenus intermedius*), маркирующего границу между горизонтами на территории Латвии и Швеции.

Подобный комплекс трилобитов, включающий виды *I. schroeteri, I.*

Таблица 24

Латвии и смежных регионов

Швеция [Tjernvik T., 1956; Jaanusson V., 1960 b; Lindström M., 1971]			Польша [Modliński Z., 1973]	
Трилобитовая зона	Граптолитовая зона	Конодонтовая зона	Трилобитовая зона	Граптолитовая зона
Megistaspis gigas, M. obtusicauda, Asaphus raniceps, A. expansus	Didymograptus bifidus	Amorphognathus variabilis	Neoasaphus cf. platyurus latisegmentatus, Megistaspidella gigas, Asaphus raniceps	Didymograptus hirundo
A. lepidurus ? Megistaspis lata	? D. hirundo	Microzarkodina parva, Paroistodus originalis, Baltoniodus navis, B. triangularis	Asaphus cf. lepidurus, Megistaspis limbata	
M. esthonica, Megalaspides dalecarlicus	Группа Биллинген	Phyllograptus angustifolius elongatus, Ph. densus	Prioniodus evae, P. elegans	? Megistaspis planilimbata,	Phyllograptus angustifolius elongatus, Ph. densus, Didymograptus balticus,
Megistaspis planilimbata, M. armata	Группа Хуннеберг	Didymograptus balticus, Tetragraptus phyllograptoides	Paroistodus proteus	Symphysurus angustatus	Tetragraptus phyllograptoides
		Bryograptus	Paltodus deltifer	Перерыв	Перерыв Kiaerograptus kiaeri, Bryograptus ramosus
		Dictyonema flabelliforme	Cordylodus angulatus		Dictionema sp. sp.

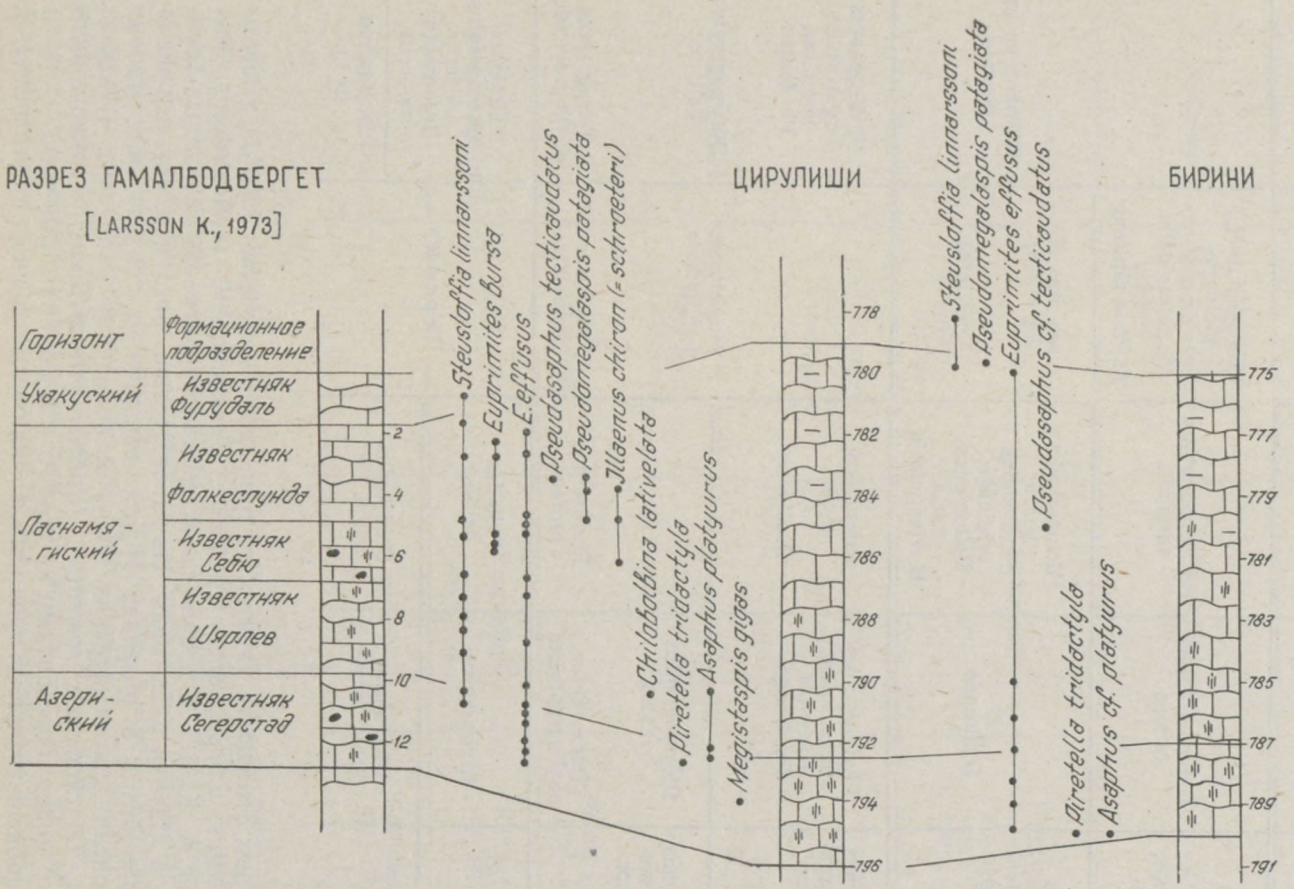


Рис. 37. Корреляция азериских, ласнамягиских, ухакуских отложений Латвии и Швеции.

intermedius, L. rostratus, известен из ласнамягиского и ухакуского горизонтов Литвы [Пашкевичюс И. Ю., 1973]; комплекс, объединяющий виды *L. schroeteri, I. stacyi, Nileus armadillo,* — из этих же горизонтов Польши [Bednarczyk W., 1968; Modliński Z., 1973; Modliński Z., Pokorski I., 1969].

Среди остракод существенное коррелятивное значение имеет вид *Steusloffia linnarssoni,* выделенный Н. В. Сидаравичене [1976] совместно с *Sigmoopsis perpunctata* в качестве вида-индекса зоны, прослеживаемой по всему Балтийскому бассейну, и присущий также известнякам Шроэтери и Крассикауда Швеции.

Коррелятивное значение граптолитов в карбонатных отложениях среднего ордовика Латвии снижается из-за редкой встречаемости их в разрезах. Для ласнамягиского горизонта Р. М. Мяннилем [1976] в качестве коррелирующих с известняком Фолкеслунда Швеции указаны виды *Pseudoclimacograptus angulatus sebyensis, P. luperus, Glyptograptus* cf. *teretiusculus,* доказывающие соответствие заключающих их отложений граптолитовой зоне Didymograptus murchisoni [Jaanusson V., 1960b]. Ухакуский горизонт, относимый к граптолитовой зоне Glyptograptus teretiusculus, характеризуется появлением в подошве граптолита *Gymnograptus linnarssoni,* по Р. М. Мяннилю, представляющего собой один из наиболее четко прослеживаемых коррелятивных уровней. Кроме зонального *G. linnarssoni,* ухакуские отложения Прибалтики и Швеции связаны присутствием граптолита *Glyptograptus vikarbyensis,* определенного В. Яануссоном [Jaanusson V., 1960b] из известняка Фурудаль Швеции и Р. М. Мяннилем [1976] — из образований ухакуского возраста Западной Латвии и р-на г. Таллин. Присутствие *Glyptograptus teretiusculus* связывает характеризуемые отложения Прибалтики и лландейло Польши [Modliński Z., 1973].

Конодонтовые сообщества ласнамягиского и ухакуского горизонтов Латвии включают виды *Pygodus serrus* и *P. anserinus,* являющиеся зональными и позволяющие сопоставлять характеризуемые отложения Латвии и Эстонии [Вийра В. Я., 1974]; согласно С. Бергстрему [Bergström S., 1971], зона Pygodus serrus среднего ордовика Европы соответствует азерискому, ласнамягискому и ухакускому горизонтам.

Кукрузеский горизонт может быть сопоставлен с нижней частью свиты Далбью Средней Швеции и граптолитовыми сланцами зоны Nemagraptus gracilis р-на Сконе Южной Швеции [Мянниль Р. М., 1966]. Правильность корреляции кукрузеского горизонта Латвии и свиты Далбью Швеции подтверждается находками трилобитов *Asaphus ludibundus, Raymondaspis nitens, Illaenus kuckersianus, Ampyx costatus,* определенных из характеризуемых отложений Латвии [Мянниль Р. М., 1963, 1966; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968] и Швеции [Jaanusson V., 1960a, 1962, 1963]. Подобной корреляции не противоречит распространение остракод *Steusloffia multimarginata, St. costata, Euprimites locknensis, Hesperidella esthonica, Polyceratella kuckersiana,* обнаруженных в кукрузеских отложениях Латвии и известняке Лудибундус, составляющем нижнюю часть свиты Далбью Швеции [Jaanusson V., 1957].

Трилобиты *Asaphus ludibundus, Ogmasaphus costatus, Panderia parvula, Illaenus kuckersianus,* обнаруженные в нижнем карадоке Польши [Bednarczyk W., 1968; Modliński Z., 1973; Modliński Z., Pokorski I., 1961], свидетельствуют о синхронности образования кукрузеских

отложений Латвии и отложений нижнекарадокского возраста Северо-Восточной Польши.

Для целей корреляции кукрузеских отложений Латвии, Швеции и Польши пригодны также сообщества граптолитов. Согласно Р. М. Мянниля [1976], в кукрузеском горизонте Средней Эстонии и Западной Латвии распространены граптолиты *Orthograptus uplandicus, Amplexograptus bekkeri,* определенные И. Страханом [Strachan I., 1959] с валунов известняка Лудибундус, нижняя часть которого, по мнению В. Яануссона [Jaanusson V., 1960], соответствует граптолитовой зоне Nemagraptus gracilis и кукрузескому горизонту. Зона N. gracilis по находкам граптолитов прослеживается и на территории Польши [Modliński Z., 1973].

Не меньшим коррелятивным значением в характеризуемом интервале разреза обладают хитинозои. Для сопоставления разрезов кукрузеского горизонта могут быть использованы виды *Cyathochitina stentor, Conochitina tuberculata, C. tigrina,* в Швеции известные из нижней и средней частей свиты Далбью [Laufeld S., 1967], в стратотипической местности (Эстонии и на территории Латвии) — из кукрузеского горизонта.

Конодонтовые сообщества кукрузеского горизонта Латвии прослеживаются и в вышележащих идавереских отложениях, содержат общие с теми же горизонтами Эстонии виды *Prioniodus variabilis, P.* cf. *gerdae, Amorphognathus tvaerensis* [Вийра В. Я., 1974]; последний вид является индексом одноименной зоны конодонтовой последовательности Европы [Bergström S.,1971], охватывающей, по его мнению, верхнюю часть кукрузеского горизонта и весь идавереский горизонт.

Р. М. Мянниль [1966], коррелируя кукрузеские отложения Прибалтики и Швеции, проводил сопоставление по двум стратиграфическим уровням: подошве кукрузеского горизонта и «главному» метабентониту, залегающему в кровле свиты Далбью. Нижний из этих уровней — подошва кукрузеского горизонта — на территории Латвии и Швеции четко маркируется сменой фаунистических комплексов, что дает основание предполагать одновозрастность этого уровня на характеризуемых территориях. Значительно труднее прослеживать не только за пределами республики, но и в ее пределах второй уровень, соответствующий границе кукрузеского и идавереского горизонтов и слабее выраженный сменой фауны.

Трилобиты, способные служить целям корреляции, в идавереских и йыхвиских отложениях Западной структурно-фациальной зоны представлены унаследованными от кукрузеского горизонта видами *Asaphus ludibundus, Lonchodomas rostratus,* известными также из идавереского и йыхвиского горизонтов Эстонии [Рыымусокс А. К., 1970] и свиты Далбью Швеции. Последнее обстоятельство послужило основанием для сопоставления идавереских и йыхвиских отложений Латвии со средней частью свиты Далбью Швеции [Мянниль Р. М., 1966]. На территории Прибалтики коррелятивным является вид остракод Pedomphalella egregia, выделенный Н. В. Сидаравичене в качестве зонального для идавереского, йыхвиского и кейлаского горизонтов; присутствие его доказывает одновозрастность характеризуемых отложений на территории Латвии, Литвы и Эстонии. В Восточной структурно-фациальной зоне к названному виду присоединяется второй вид-индекс той же остракодовой зоны — Bichilina prima, который наряду с видами *Pseu-*

dotallinnella scopulosa, Triangulоschmidtella triangulata и другими надежно коррелирует идавереские—йыхвиские образования Юго-Восточной Латвии, Литвы и Эстонии.

Немногочисленные граптолиты, представленные видом *Pseudoclimacograptus scharenbergi,* связывают идаверескый, йыхвиский и кейлаский горизонты Западной Латвии с нижней частью макроурусового и верхней частью лудибундусового известняков Швеции [Мянниль Р.М., 1976; Jaanusson V., 1960b].

Среди хитинозой в качестве четкого коррелирующего вида может быть названа *Eremochitina dalbyensis,* выделенная Р. М. Мяннилем [1976] в качестве руководящей для идавереского горизонта и встреченная также в свите Далбью Швеции [Laufeld, 1967]. Для Западной структурно-фациальной зоны не меньшее значение имеет *Desmochitina juglandiformis*; в Швеции этот вид типичен для формации Скаген, имеющей йыхвиский—кейлаский возраст [Laufeld S., 1967].

В Западной структурно-фациальной зоне четким палеонтологическим уровнем служит появление в разрезе трилобита *Flexicalymene jemtlandica,* приуроченного к подошве блиденской свиты условно оандуского возраста. Этот уровень прослеживается и на территории Западной Литвы, где появление названного вида также приурочено к оандуским отложениям [Пашкевичюс И. Ю., 1973], на территории Швеции (Емтланд), где *F. jemtlandica* обнаружена совместно с граптолитами зоны Dicranograptus clingani [Thorslund P., 1940], и в р-не Осло, где данный вид встречен в хасмопсовой серии [Siveter D., 1976]. Трилобит *Flexicalymene jemtlandica* обычно представлен большим количеством экземпляров, присутствие его в разрезе легкоопределимо, а диапазон распространения явно характеризует синхронные отложения. К сожалению, область развития этого вида и, следовательно, площадь применения его в коррелятивных целях не выходят за пределы области развития так называемого шведско-латвийского типа разреза. Для сопоставления с отложениями прибалтийского фациального типа, развитого на территории Эстонии и Восточной Литвы, может быть использован вид остракод *Klimphores minimus*, сопутствующий *F. jemtlandica* в блиденской свите Западной Латвии и являющийся зональным для оандуских и раквереских отложений Прибалтики [Сидаравичене Н. В., 1976]. В Восточной Латвии целям корреляции с одновозрастными отложениями служит присутствие остракод *Bolbina rakverensis, Disulcina perita, Tvaerenella longa,* известных из оандуских—раквереских отложений Эстонии и Литвы [Сарв Л. И., 1959, 1960, 1963; Сидаравичене Н. В., 1976].

Граптолиты оандуского—раквереского горизонта Западной Латвии представлены видами *Climacograptus diplacanthus* и *Dicranograptus clingani* [Мянниль Р. М., 1976], позволяющими параллелизовать эти отложения с одноименной зоной, прослеживаемой на территории Швеции и Польши [Jaanusson V., 1960b; Modliński Z., 1973] (табл. 25).

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА

Начало позднего ордовика ознаменовало расцвет в развитии новой группы трилобитов — представителей рода *Tretaspis,* интервалы появления и исчезновения которых связывают синхронными уровнями

Таблица 25

Корреляция среднеордовикских отложений Латвии и смежных регионов

ЛАТВИЯ			ШВЕЦИЯ [Jaanusson, 1960 a, b, 1963, 1965; Bergström S., 1971]			ПОЛЬША [Modliński Z., 1973]
Горизонт	Граптолитовая зона	Конодонтовая зона	Формационное подразделение	Граптолитовая зона	Конодонтовая зона	Граптолитовая зона
Набалаский (нижняя часть)	Dicranograptus clingani		Известняк Сландром (н. часть)		Amorphognathus superbus	
Раквереский						
Оандуский			Известняк Макроурус	Dicranograptus clingani		Dicranograptus clingani
Кейлаский	?					
			Известняк Скаген			Climacograptus wilsoni
Йыхвинский		Amorphognathus tvaerensis		Diplograptus multidens	A. tvaerensis	
Идавереский						Diplograptus modestus
			Известняк			
Кукрузеский	Nemagraptus gracilis			Nemagraptus gracilis		Nemagraptus gracilis
		?	Далбью		Pygodus anserinus	
Ухакуский	Glyptograptus teretiusculus	Pygodus serrus	Известняк Фурудаль	Glyptograptus teretiusculus		Glyptograptus teretiusculus
			Известняк Фолкеслунда	?		
Ласнамягиский	?		Известняк Себью		P. serrus	
			Известняк Шярлев	Didymograptus murchisoni		
Азериский			Известняк Сегерстад			

отложения в области их развития на территории Западной Латвии, Швеции, Польши. В начинающих верхний ордовик отложениях, с точки зрения корреляции, важно присутствие трилобита *Tretaspis seticornis*, распространенного в Западной Латвии в воореской и фякаской свитах, составляющих набалаский и вормсиский горизонты, на территории Швеции (р-ны Емтланд, Даларна, Вестерйётланд) — в нижней части третасписовой серии, известняке Сландром и свите Фяка, составляющих вазагордский горизонт [Мянниль Р. М., 1963, 1966; Jaanusson V., 1963; Jaanusson V., Martna J., 1948; Thorslund P., 1940]. Названный вид известен и в р-не Осло, где он распространен в нижних третасписовых сланцах [Störmer L., 1945], и на территории Польши, где характеризует набалаские—вормсиские образования. Подтверждается подобное сопоставление наличием видов *Platylichas laxatus* и *Remopleurides wimani*.

Остракодовые комплексы позволяют связывать набалаский горизонт со стратотипической местностью. В Западной структурно-фациальной зоне сопоставление менее уверенное: индикатором одновозрастности отложений могут служить только виды широкого стратиграфического диапазона — *Uhakiella magnifica, Piretella acmaea*; более надежна корреляция набаласких—вормсиских образований Восточной Латвии и Эстонии на основании типичного для этих отложений комплекса остракод *Brevibolbina dimorpha, Distobolbina nabalaensis* и др.

Вормсиские отложения Латвии связаны со сланцами Фяка Швеции (р-ны Сильян, Вестерйётланд, Остерйётланд) присутствием остракод *Grammolomatella vestrogothica, Kinnekullea waerni, K. thorslundi* [Jaanusson V., Martna J., 1948].

Граптолиты *Climacograptus diplacanthus*, определенные Р. М. Мяннилем [1976] из паэкнаской пачки воореской свиты набалаского горизонта, позволяют сопоставлять эти отложения с зоной Dicranograptus clingani, выделяемой в Европе. Разнообразный комплекс граптолитов, установленный Р. Ж. Ульст [1975] в фякаских аргиллитах вормсиского возраста, сходен с таковым из зоны Pleurograptus linearis Швеции и Англии [Skoglund L., 1963; Elles G. L., Wood E. M. R., 1918] и достаточно уверенно синхронизирует эти отложения. Большое значение для корреляции набаласких, и в особенности вормсиских, отложений имеют хитинозои. В набаласких отложениях в целях сопоставления с одновозрастными отложениями может быть использован вид *Cyathochitina dispar*, выделенный Р. М. Мяннилем [1976] в качестве индекса одноименной зоны. Вормсиские отложения содержат очень четкий четырехвидовой комплекс хитинозой, объединяющий *Lagenochitina baltica, L. prussica, Acanthochitina barbata, Tanuchitina bergstroemi*, известный также из сланцев Фяка Швеции [Laufeld S., 1967] и вормсиского горизонта Эстонии.

Конодонты не столь ценны для целей корреляции верхнеордовикских отложений. В набаласких—вормсиских образованиях Латвии, по определениям Р. Ж. Ульст, распространена ассоциация конодонтов, сходная с определенной В. Я. Вийрой [1974] из зоны «Ambalodus» triangularis frognoeynsis, соответствующей набаласкому горизонту, и низов зоны «Ambalodus» triangularis, отвечающих вормсискому горизонту.

Пиргуский горизонт Латвии содержит трилобиты *Tretaspis latilimba, T. granulata, Dindymene longicaudata, Panderia megalophtalma*, присут-

ствие которых свидетельствует об одновозрастности этих отложений и горизонта Ярректад Швеции (свиты Юнсторп, мергелей Улунда, формаций Нитсё Вестерйётланда, Остерйётланда, р-на Сильян и мергелей Ярректад Сконе) [Henningsmoen G., 1948; Jaanusson V., 1963; Kielan Z., 1959; Мянниль Р. М., 1963, 1966]. Проблематичен вопрос о синхронности или асинхронности верхней части пиргуского горизонта Латвии (паровейской и куйлиской свит), мергелей Улунда и формации Нитсё Средней Швеции. Решение вопроса о сопоставлении этих стратонов осложняется тем, что мергели Улунда и формация Нитсё содержат смешанную фауну, включающую как виды горизонта Ярректад (*Tretaspis latilimba, T. granulata, Panderia megalophtalma*), так и типичного представителя далманитиновых слоев (поркуниского горизонта) — *Dalmanitina mucronata*. В Латвии отсутствуют отложения со смешанной фауной; комплексы органических остатков, типичные для пиргуского горизонта, включающие виды родов *Tretaspis, Panderia, Sigmobolbina, Oecematobolbina, Klimphores,* исчезают в кровле горизонта, сменяясь представителями поркуниской фауны: *Dalmanitina mucronata, Brongniartella platynota.* Кажется возможным коррелировать пиргуский горизонт Латвии с горизонтом Ярректад, включая мергели Улунда и формацию Нитсё Швеции на основании присутствия в них трилобитов *T. latilimba, T. granulata,* остракод *Grammolomatella vestrogothica, Kinnekullea waerni, K. thorslundi.* При этом допускается вероятность существования на территории Латвии перерыва в осадконакоплении, отвечающего времени образования мергелей Улунда и свиты Нитсё Швеции.

Пиргуский горизонт, по всей видимости, одного возраста с зонами Eodindymene pluchra и Staurocephalus clavifrons Польши, о чем свидетельствует развитие в этих отложениях общих видов трилобитов *Panderia megalophtalma, Dindymene longicaudata* [Kielan Z., 1959]. С пиргуским горизонтом Эстонии пиргуские отложения Латвии связаны присутствием остракод *Uhakiella magnifica, Leperditella globosa, Tvaerenella expedita, Piretella acmaea.* Вертикальное распространение этих видов шире горизонта, что снижает их ценность при корреляции. Объему горизонта соответствует лишь диапазон распространения вида *Foramenella parkis,* известного в образованиях пиргуского возраста Восточной структурно-фациальной зоны Латвии, в пиргуском горизонте Литвы и Эстонии [Сарв Л. И., 1959; Сидаравичене Н. В., 1976].

Поркуниский горизонт Латвии, содержащий типичную фауну далманитиновых слоев, представленную трилобитами и брахиоподами *Dalmanitina mucronata, Brongniartella platynota, Dalmanella testudinaria, Rafinesquina expansa,* уверенно коррелируется с далманитиновыми слоями Швеции, выделенными В. Яануссоном [Jaanusson V., 1963b] в горизонт Томмарп, и с зоной «5b» р-на Осло [Мянниль Р. М., 1963, 1966; Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М., 1968] (табл. 26). Развитие трилобитов *Dalmanitina mucronata,* имеющих большое корреляционное значение благодаря распространению в узком стратиграфическом диапазоне ряда весьма удаленных регионов, позволяет предполагать одновозрастность поркуниских отложений Латвии, далманитиновых слоев Польши, слоев Косова Чехии (Богемии) зоны D. mucronata ашгилла Англии и Казахстана, слоев с фауной *Dalmanitina* Канады (Квебека) [Kielan Z., 1959; Bednarczyk W., 1968; Modliński Z., 1973; Temple I. T., 1962].

Таблица 26

Корреляция верхнеордовикских отложений Латвии и смежных регионов

ЛАТВИЯ				ШВЕЦИЯ [Jaanusson V., 1963; Bergström S., 1971]			ПОЛЬША [Modliński Z., 1973; Kielan Z., 1959]	
Горизонт	Трилобитовая зона	Граптолитовая зона	Конодонтовая зона	Формационное подразделение	Граптолитовая зона	Конодонтовая зона	Трилобитовая зона	Граптолитовая зона
Поркунийский	Dalmanitina mucronata — Brongniartella platynota	Glyptograptus persculptus ?	Amorphognathus ordovicicus	Далманитиновые слои	Glyptograptus persculptus ?	Amorphognathus ordovicicus	Dalmanitina mucronata — Brongniartella platynota	?
Пиргуский	Panderia megalophtalma Tretaspis granulata			Формация Нитсё, формация Юнсторп	Dicellograptus complanatus		Panderia megalophtalma Tretaspis granulata	?
Вормсиский	Tretaspis seticornis	Pleurograptus linearis		Сланцы Фяка	Pleurograptus linearis		Tretaspis seticornis	Climacograptus styloides
Набалаский (верхняя часть)				Известняк Сландром (верхняя часть)		A. superbus		

Глава 6. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Изученность. Характер распространения литофаций ордовика Прибалтики по площади и изменение их во времени неоднократно рассматривались в работах Р. Ж. Ульст [1959], Р. М. Мянниля [1966], В. Яануссона [Jaanusson V., 1963, 1973, 1976], Л. Я. Пылмы [1967, 1973], Е. М. Лашкова [1968а], В. А. Коркутиса, П. П. Лапинскаса и Е. М. Лашкова [1972], З. Модлинского [Modliński Z., 1977], Б. С. Соколова, Н. С. Крылова [1974] и др.

Наиболее обстоятельно литолого-фациальный анализ ордовика всего Балтийского региона был выполнен в 1966 г. Р. М. Мяннилем, составившим детальные карты фаций для каждого из горизонтов ордовика и выявившим общие закономерности их распределения в Палеобалтийском бассейне. Им установлены следующие фациальные зоны (рис. 38):

1. Эстонско-Литовская с почти исключительным органогенным (детритовым) карбонатонакоплением.

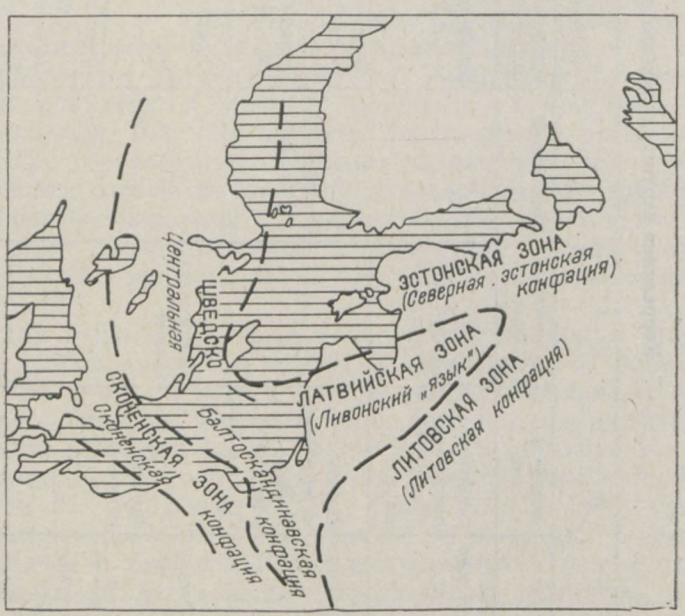


Рис. 38. Схема фациальной зональности Балто-Скандинавского региона, по Р. М. Мяннилю [1966], В. Яануссону [Jaanusson V., 1976], З. Модлинскому [Modliński Z., 1973].

2. Шведско-Латвийская с преимущественно терригенно-карбонатным осадконакоплением.

3. Сконенская с терригенным осадконакоплением.

Позднее В. Яануссон [Jaanusson V., 1976] предложил новый термин для обозначения фациальных зон Р. М. Мянниля и дал некоторым из них новые названия. В Балто-Скандинавском регионе он проследил в тех же границах, что и зоны Р. М. Мянниля, следующие конфации: а) северную Эстонскую и Литовскую; б) центральную Балто-Скандинавскую с ливонским «языком»; в) Сконенскую.

Структурно-фациальное районирование. Отложения ордовика Латвии почти целиком относятся к шведско-латвийскому фациальному типу, который, согласно принятому в 1978 г. в Прибалтике структурно-фациальному районированию, представлен в Западной структурно-фациальной зоне. Лишь юго-восточные, и в раннем ордовике северные, районы Латвии относятся к Восточной структурно-фациальной зоне, которая характеризуется развитием ордовика прибалтийского фациального типа, распространенного в Эстонской и Литовской зонах.

В пределах Западной и Восточной зон прослеживается литолого-фациальная зональность второго порядка, которая выявляется при анализе погоризонтных литолого-фациальных схем (см. рис. 39—54).

Основные закономерности. В изменении состава ордовикских отложений и приуроченных к ним комплексов ископаемых органических остатков на территории Латвии наблюдается общая закономерность. Она выражается в смене преимущественно мелководных глинисто-карбонатных отложений, развитых на северо-западе, севере и юго-востоке республики, более глубоководными карбонатно-глинистыми отложениями, приуроченными к юго-западным, центральным и северо-восточным районам. Эта закономерность в общем виде проявляется почти на всех хроностратиграфических уровнях. Площадное распространение, ориентировка и границы литолого-фациальных зон сравнительно выдержаны во времени. Изменение с течением времени испытывает степень и глубина различий вещественного состава отложений и фауны в разных литолого-фациальных зонах; они проступают в разных горизонтах ордовика Латвии то более, то менее отчетливо.

Другая закономерность заключается в частой смене по вертикали состава литолого-фациальных зон, что особенно характерно для карадокского и ашгиллского ярусов. Лишь верхняя часть лланвирнского яруса и лландейловский ярус характеризуются литолого-фациальными зонами, близкими по составу и условиям седиментации. В смене вещественного состава литолого-фациальных зон тремадокского, аренигского и нижней части лланвирнского ярусов существует определенная направленность, проявляющаяся в увеличении карбонатности отложений вверх по разрезу.

Литолого-фациальная зональность ордовика Прибалтики, и в частности Латвии, определялась дифференциацией бассейна по глубинам и контролировалась палеотектоническими особенностями развития этой территории [Ульст Р. Ж., Яковлева В. И., 1980]. Самые глубоководные карбонатно-глинистые отложения в Латвии связаны с областью наибольшего погружения — Елгавским прогибом. К областям относительного поднятия (южный склон Готландского поднятия, Мадонская седловина, в раннем ордовике северный склон Белорусско-Мазурской антеклизы) приурочены мелководные карбонатные отложения. В

районах знакопеременных тектонических движений (Средне-Литовская впадина) распространены как мелководные, так и относительно глубоководные отложения.

Границы литолого-фациальных зон обычно более или менее совпадают с границами палеоструктурных элементов и часто подчеркиваются разрывными нарушениями.

Таким образом, литолого-фациальные зоны по своей природе являются также и структурными, поскольку отражают литологические, фациальные и палеоструктурные особенности формирования ордовикских отложений.

Метод построения литолого-фациальных схем. Изображение литофаций на схемах дается профильным методом, позволяющим продемонстрировать вертикальное строение разреза горизонта и изменение его состава по площади. При этом вся площадь карты покрывается полосами, отвечающими профилю (разрезу) горизонта. Для облегчения чтения часть полос не заполняется условными знаками. Профиль состоит из 1—3 стратифицированных рядов, соответствующих количеству местных стратонов, составляющих горизонт. Нижний ряд обозначает древние стратоны, верхний — молодые. Профильные ряды заполняются условными знаками разных типов пород, повторяющихся в ряду периодически слева направо. Период повторения — 4 знака, соответствующих 100%; один знак равен 25%. Последовательность изображения в ряду периода знаков слева направо отображает строение разреза снизу вверх. Величина рядов профиля отвечает характеру фаций; наибольшие значения соответствуют мелководным из них, наименьшие — глубоководным.

Изменение вещественного состава, структурных и текстурных особенностей, а также группового состава фауны служит основанием для выделения литолого-фациальных зон. Среди них по стратиграфическому объему различаются зоны полные и неполные.

На схемах показаны стратиграфические перерывы седиментационного и постседиментационного характера. Районы развития горизонта с частично постседиментационно денудированными отложениями оконтурены ломаной линией, на которой указан стратиграфический интервал размытых (отсутствующих) отложений. Контуры районов с седиментационным размывом представляют собой границы литофациальных зон с неполным объемом горизонта. На схемах показана граница современного распространения на территории Латвии соответствующего горизонта и предполагаемая береговая линия.

По глубине бассейна, являющейся существенным фактором, во многом определяющим характер седиментации, в ордовике выделены следующие фации: прибрежные, более и менее мелководные, относительно глубоководные и глубоководные. Признаки, положенные в основу выделения фаций, отражены в табл. 27.

ЗОНАЛЬНОСТЬ НИЖНЕГО ОРДОВИКА

Нижний ордовик Латвии характеризуется следующими особенностями, сохраняющимися неизменными в пределах республики на всех стратиграфических уровнях отдела:

1) резко выраженной литолого-фациальной зональностью, проявля-

Таблица 27

Характеристика фаций ордовика

Материковая отмель (шельф)					Материковый склон
Литораль	Сублитораль			Псевдоабиссаль	
	верхняя	средняя	нижняя		
Фация					
Прибрежная	Сильно мелководная	Мелководная		Относительно глубоководная	Глубоководная
Гидродинамический режим					
Зоны активного действия волнения		Зона ослабленного действия волнения			Застойные условия
Порода					
Песчаники Известняки	Известняки	Известняки Мергели		Мергели Глины	Глины (аргиллиты)
Структура					
Оолитовая Сгустковая Органогенно-обломочная Биогермная Биоморфная	Органогенно-детритовая Биоморфная Афанитовая	Органогенно-детритовая Тонкозернистая Пелитовая		Пелитовая	Тонкопелитовая Пелитовая
Текстура					
Четкая косослоистая и горизонтальная, трещины усыхания, знаки ряби	Волнисто-слоистая, комковатая, сглаженные поверхности размыва	Волнисто-слоистая, полукомковатая Несглаженные поверхности размыва		Неяснослоистая	Тонкогоризонтально-слоистая с плитчатой отдельностью
Включения					
Карбонатные оолиты Глауконит	Псевдооолиты гётита и шамозита, (пирит)	глауконит		Пирит	Пирит
Органические остатки					
Водоросли **Кораллы** **Криноидеи** Брахиоподы Лингулы Моллюски Трилобиты Остракоды Сколекодонты Дендроидеи	**Брахиоподы** **Мшанки** **Водоросли** Криноидеи Ругозы Илоеды Остракоды Трилобиты Сколекодонты Дендроидеи	**Брахиоподы** **Трилобиты** **Остракоды** Илоеды Иглокожие Конодонты Хитинозои Головоногие моллюски		**Трилобиты** **Остракоды** **Граптолиты** Иглокожие Илоеды Конодонты Хитинозои Головоногие моллюски	**Граптолиты** Головоногие моллюски Хитинозои Тонкостенные трилобиты Беззамковые брахиоподы Илоеды

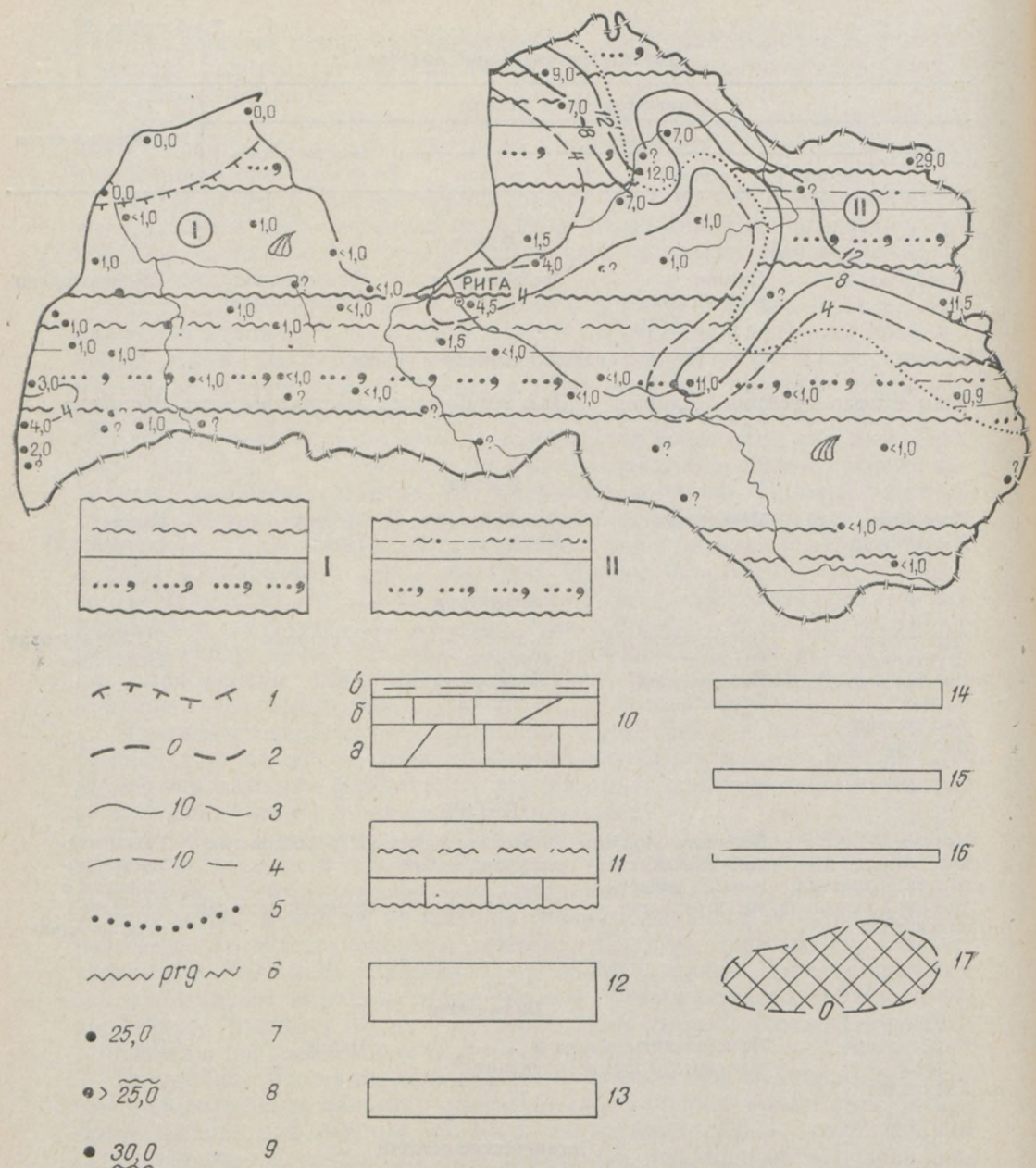


Рис. 39. Литолого-фациальная схема пакерортского горизонта.

I — зона: нижний ряд — прибрежные и сильномелководные песчаники каллавереской свиты нижней половины пакерортского горизонта; верхний ряд — отсутствие (размыв) отложений верхней половины пакерортского горизонта; *II* — зона: нижний ряд — прибрежные песчаники каллавереской свиты нижней части пакерортского горизонта; верхний ряд — мелководные глины, алевролиты и песчаники верхней половины пакерортского горизонта.

Дополнительные условные обозначения к литолого-фациальным схемам (рис. 39—54).

1 — граница современного распространения отложений; *2* — береговая линия; *3* — изопахиты; *4* — предполагаемые изопахиты; *5* — границы литолого-фациальных зон; *6* — граница районов с постседиментационным размывом части горизонта; *7* — скважина и мощность горизонта; *8* —

ющейся в различии вещественного состава отложений, их структурных и текстурных особенностях, групповом, родовом и видовом составе комплексов фауны, неодинаковых фациальных условиях формирования этих отложений;

2) различной (в разных зонах) стратиграфической полнотой разрезов;

3) преобладанием в разрезах всех зон красноцветных отложений;

4) значительными колебаниями мощностей горизонтов.

В основе указанных особенностей лежит четкая дифференциация тектонических движений по знаку и интенсивности, имевшая место в раннем ордовике на рассматриваемой территории. Поэтому литолого-фациальная зональность в нижнем ордовике обусловлена расположением и характером развития палеоструктурных элементов в раннеордовикскую эпоху. Основные черты ее впервые проявились в ceратопигевое время позднего тремадока, когда в зоне, соответствующей осевой части узкого Елгавского палеопрогиба, началось устойчивое накопление относительно глубоководных глинистых илов. Начиная с позднего тремадока и до середины лланвирна (конца кундаского времени) в Елгавском прогибе шло непрерывное образование глинистых отложений относительно глубоководного типа. По периферии прогиба, на южном склоне Готландского поднятия и на северо-западном склоне Белорусско-Мазурской антеклизы, происходило прерывистое формирование маломощных карбонатных отложений мелководного генезиса.

Зоны пакерортского горизонта. В пределах площади современного распространения пакерортского горизонта в Латвии прослеживаются две литолого-фациальные зоны (рис. 39). Расположение и характер зон не соответствуют основным чертам литолого-фациальной зональности нижнего ордовика и, возможно, являются унаследованными от конца кембрийского периода.

Первая литолого-фациальная зона, характеризующаяся неполным стратиграфическим объемом горизонта, охватывает большую часть территории республики и представлена каллавереской свитой, отвечающей нижней половине горизонта. Отложения, одновозрастные верхам пакерорта, в этой зоне отсутствуют. Разрез зоны сложен разнозернистыми кварцевыми песчаниками и конгломератами.

Мощность отложений в зоне обычно не превышает 1 м, составляя в большинстве разрезов 0,1—0,5 м. Аномальное увеличение мощностей наблюдается в районах проявления активных тектонических движений. Один из таких районов расположен вдоль системы Слокско-Цесисского и Олайнско-Инчукалнского разрывных нарушений. Мощность пакерортского горизонта здесь составляет 4 (скважины Рига Д-2, Инчукалнс) — 7 м (скв. Цирулиши). Другой район значительных мощностей (11 м в разрезе скв. Плявиняс) находится вдоль Гулбенского разлома. Возрастание мощностей рассматриваемых отложений происходит также в пределах Бернатского локального поднятия, осложненного разрывными нарушениями.

скважина и неполная мощность горизонта (размыта его верхняя часть); *9* — скважина и неполная мощность горизонта; *10* — профиль (разрез) горизонта с профильными рядами: *а* — мергель (25%), известняк (75%); *б* — известняк (50%), мергель (50%); *в* — глина (100%); *11* — профиль горизонта с неполным стратиграфическим объемом, залегающего с размывом на подстилающих отложениях; верхняя часть горизонта размыта; *12—16* — ряды профиля разных фаций; *12* — прибрежной; *13* — сильномелководной; *14* — мелководной; *15* — относительно глубоководной; *16* — глубоководной; *17* — суша (районы эрозии).

Несомненно, что песчанистые осадки и галечный материал рассматриваемой зоны накапливались на небольшой глубине, в условиях значительной подвижности вод, и представляют собой литофацию прибрежной области моря. Вероятно, эти осадки формировались в начале пакерортского времени и отражают начальный этап развития ордовикской трансгрессии.

Во второй зоне, развитой на северо-востоке Латвии, разрез пакерортского горизонта более полный. В нижней части он сложен песчаниками и конгломератами, близкими по типу к таковым в первой зоне; в верхней части — песчаниками с прослоями алевритов и глин. Мощность горизонта во второй зоне значительнее, чем в первой, и составляет 0,9 (скв. Лудза-15) — 29,0 м (скв. Понкули).

Большая мощность и более тонкий состав осадков свидетельствуют о большей длительности процесса седиментации в пакерортское время и некотором углублении моря в этой части территории Латвии.

Таким образом, вторая литолого-фациальная зона объединяет две литофации: пески и галечный материал прибрежной области шельфа начала первой половины пакерортского времени и мелководные глинисто-алевритисто-песчаные осадки второй половины пакерорта.

Зоны цератопигевого горизонта. Распространение цератопигевого горизонта ограничено территорией Елгавского прогиба с ответвлением к юго-востоку в районе Карсавского разрывного нарушения. На этой площади наблюдается развитие двух литолого-фациальных зон, которые отличаются стратиграфической полнотой разреза, составом отложений и мощностью. Обе зоны расположены в Западной структурно-фациальной зоне первого порядка (рис. 40).

На склонах Елгавского прогиба и вдоль Карсавского разлома развита первая литолого-фациальная зона. Для нее характерна стратиграфическая неполнота разреза — отсутствуют отложения нижней части горизонта. Цератопигевый горизонт представлен литофацией зеленовато-серых глауконитовых глин неяснослоистой текстуры, содержащих песчаную примесь (варангуская пачка). Эти отложения могли формироваться в середине цератопигевого времени и отвечают литофации сероцветных песчано-глинистых илов с глауконитом мелкой области шельфа. В начале позднего тремадока осадконакопления в пределах первой зоны не происходило. Мощность отложений зоны невелика: 0,6 (скв. Лудза-15) — 4,0 м (скважины Ляулены-XXVI, Цирулиши).

Распространение второй зоны в осевой части Елгавского прогиба ограниченное; она охватывает следующие районы: Бернаты, Салдус, Елгава. В этой зоне горизонт представлен в полном объеме и имеет двучленное строение. Нижняя его половина сложена лутриньскими зеленовато- и темно-серыми тонкослоистыми глинами, на отдельных уровнях обогащенными глауконитом и содержащими остатки граптолитов; верхняя — кумбрискими красновато-коричневыми и зеленовато-серыми тонкослоистыми глинами с редкими остатками граптолитов.

Образование серо- и темноцветных илов с граптолитами в первой половине цератопигевого времени, вероятно, осуществлялось в относительно глубоководных условиях. Скорость седиментации была небольшой, гидродинамический режим бассейна — спокойным, что способствовало накоплению в отдельные моменты небольшого количества рассеянного органического вещества в темноокрашенных прослоях глин.

Смена серо- и темноцветных илов красноцветными во второй половине ceратопигевого времени указывает на некоторое изменение обстановки седиментации, возможно, связанное с увеличением скорости накопления осадков, препятствовавшей накоплению органического вещества и восстановлению окислов железа. Мощность отложений во второй зоне колеблется от 5 (скв. Бернаты-53) до 10 м. (скв. Скрунда-28).

Зоны латорпского горизонта. На территории Латвии в латорпское время существовали резко отличные условия осадконакопления, позволяющие выделить три литолого-фациальные зоны (рис. 41).

Первая из них, располагающаяся на севере, востоке и юго-востоке республики (на южном склоне Готландского поднятия и северо-западном склоне Белорусско-Мазурской антеклизы), характеризует Восточную структурно-фациальную зону. Осадконакопление в ней было кратковременным и прерывистым. Латорпский горизонт в этой зоне представлен подразделениями прибалтийского типа — нижней лээтсеской свитой и верхней пяйтеской пачкой драйсейкской свиты. Лээтсеские глауконитово-кварцевые пески являются литофацией очень мелкой части шельфа, возможно прибрежной равнины, и сформировались в условиях подвиж-

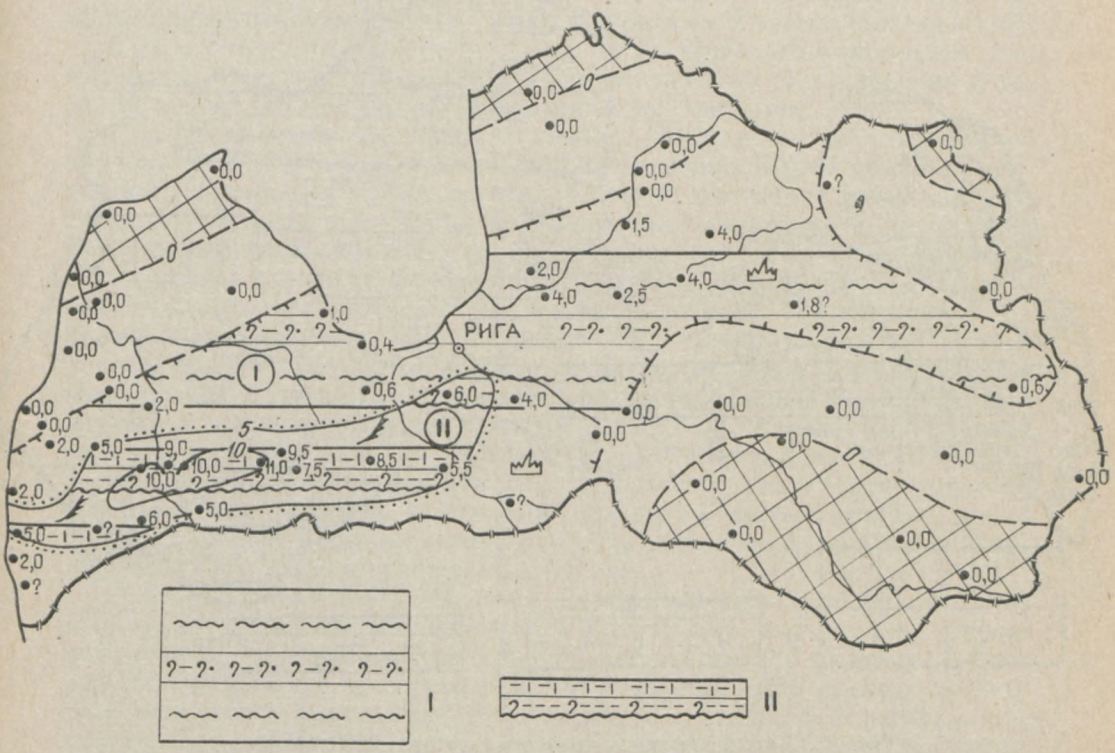


Рис. 40. Литолого-фациальная схема ceратопигевого горизонта.

I — зона: нижний ряд — отсутствие (размыв) отложений нижней части горизонта; средний ряд — мелководные песчаные глины с глауконитом варангуской пачки (и ее аналогов) средней части горизонта; верхний ряд — отсутствие (размыв) отложений верхней части горизонта; *II* — зона: нижний ряд — относительно глубоководные зеленовато-серые глины с глауконитом лутриньской пачки зебреской свиты; верхний ряд — относительно глубоководные зеленовато-серые и красновато-коричневые глины кумбриской пачки зебреской свиты.

ной водной среды, богатой кислородом. Пестроокрашенные пяйтеские доломиты неоднородного состава и структуры второй поздней литофации латорпского времени, вероятно, возникли путем диагенетического и эпигенетического преобразования карбонатного осадка, накопившегося на небольшой глубине в отмельной части шельфа в окислительной среде, при слабом поступлении терригенного материала. Возможно, что вместе с карбонатом кальция в осадок поступало значительное количество карбоната магния. Мощность отложений первой зоны невелика. Максимальные ее значения — 3,3 м установлены в районе нас. п. Вишки.

Вторая и третья зоны относятся к Западной структурно-фациальной зоне и развиты в юго-западной, центральной и северо-восточной частях республики в пределах Елгавского прогиба. Латорпский горизонт в них представлен преимущественно красновато-коричневыми карбонатными глинами верхней части зебреской свиты.

Вторая зона, приуроченная к склонам прогиба, характеризуется накоплением в начале латорпа мелководных песчано-глинистых глауконитовых осадков. Во второй половине латорпа оно сменилось формирова-

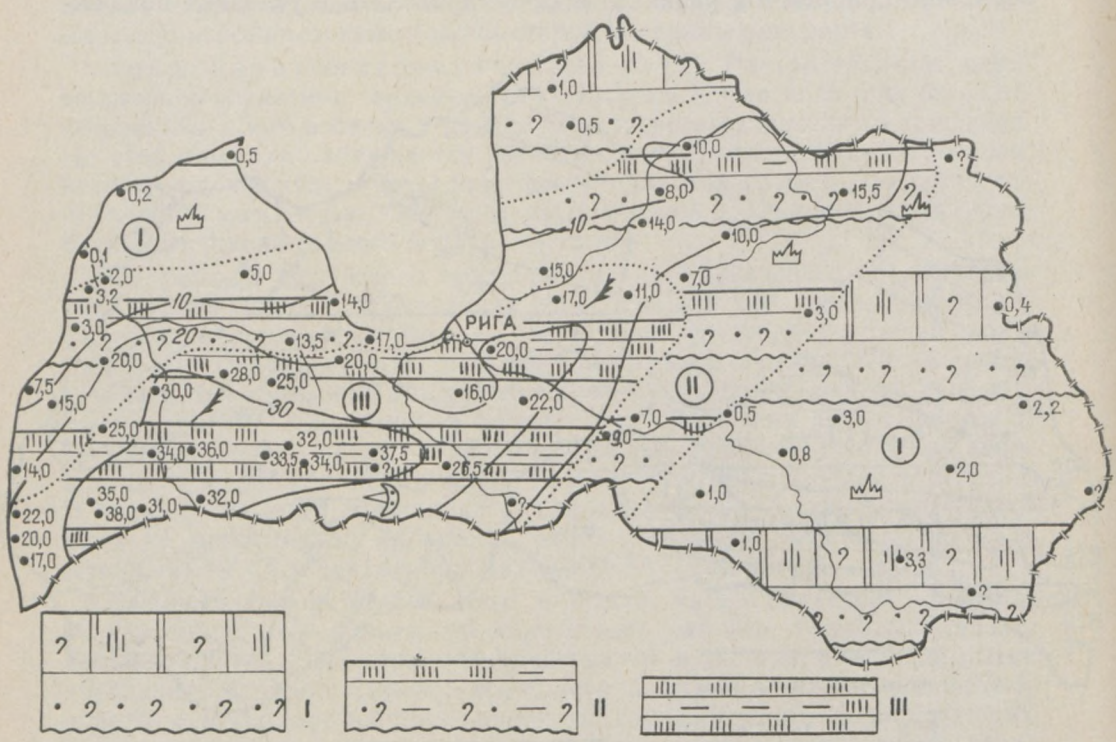


Рис. 41. Литолого-фациальная схема латорпского горизонта.

I — зона: нижний ряд — сильномелководные и прибрежные глауконитовые песчаники лээтсеской свиты; верхний ряд — сильномелководные пестроокрашенные доломиты пяйтеской пачки драйсейкской свиты; *II* — зона: нижний ряд — сильномелководные песчаники и глины с глауконитом нижней части латорпского горизонта; верхний ряд — относительно глубоководные красновато-коричневые и зеленовато-серые глины зебреской свиты; *III* — зона: нижний ряд — относительно глубоководные красновато-коричневые глины зирниской пачки зебреской свиты; средний ряд — относительно глубоководные зеленовато-серые глины с прослоями красновато-коричневых калвенской пачки зебреской свиты; верхний ряд — относительно глубоководные красновато-коричневые глины зантеской пачки зебреской свиты.

нием относительно глубоководных красноцветных и в меньшей мере — сероцветных глинистых илов с граптолитами.

Третья зона расположена в осевой части Елгавского прогиба и охватывает три относительно глубоководные литофации красновато-коричневых и зеленовато-серых глин, сформировавшихся в зирниское, калвенское и зантеское время. Об относительно глубоководных условиях их накопления свидетельствуют глинистый состав, тонкопелитовая структура и неясногоризонтально-слоистая текстура, бедность бентосной фауны, представленной редкими находками трилобитов, и присутствие остатков граптолитов.

Различная окраска глин обусловлена неодинаковым содержанием окисных форм железа, периодически в повышенных количествах поступавшего в бассейн осадконакопления. Можно согласиться с предположением Д. Л. Кальо и Э. А. Юргенсон [1977], что сохранение первичной красноцветной окраски пород может быть связано с интенсивным привносом тонкого терригенного материала с материка и быстрым его захоронением. При таких условиях органическое вещество не успевало сконцентрироваться в достаточных количествах для восстановления окисных форм железа.

Вторая и третья зоны (особенно последняя) характеризуются довольно значительными мощностями горизонта — 38 м (скв. Приекуле-16).

Зоны волховского горизонта. Литолого-фациальная зональность волховского горизонта, проявляющаяся в расположении и характере зон, унаследована от латорпского времени (рис. 42).

Первая литолого-фациальная зона, представленная литофацией карбонатных мелководных отложений, отвечающих второй половине волховского времени, прослеживается на севере, востоке и северо-востоке Латвии. В палеоструктурном отношении она расположена на склонах Готландского поднятия и Белорусско-Мазурской антеклизы, окружавших в раннем ордовике Елгавский прогиб. Эта зона относится к Восточной структурно-фациальной зоне первого порядка. Она сложена красновато-коричневыми, в отдельных прослоях глинистыми известняками и мергелями. Текстура пород неясноволнисто-слоистая, наблюдаются многочисленные поверхности перерыва, импрегнированные гидроокислами железа, и норки зарывания донных организмов. Мощность горизонта в первой зоне невелика: 0,9 (скв. Вишки-25) — 12,5 м (скв. Аташиене-9).

Карбонатный состав отложений, присутствие глауконита вместе с поверхностями размыва и норками зарывания организмов свидетельствуют о мелководном характере бассейна седиментации во время формирования волховских отложений этой зоны.

Вторая и третья зоны относятся к Западной структурно-фациальной зоне первого порядка и приурочены к Елгавскому прогибу. Они близки между собой по условиям осадконакопления и составу отложений. Вторая зона отличается от первой тем, что в верхней части разреза волховских отложений прослеживается прослой известкового песчаника или алевролита, указывающего на сильное обмеление в конце волховского времени этой части бассейна. Вторая зона ограниченно распространена в Западной Латвии и охватывает районы Бернаты, Эдоле, Скрунда. Третья зона прослеживается на остальной большей части территории Елгавского прогиба в Латвии. Как первая, так и вторая зоны сложены крюкайскими красновато-коричневыми мергелями с линзообразными прослоями известняков. Для них характерны довольно значительные

мощности волховского горизонта, составляющие 15 (скв. Плявиняс) — 33 м (скв. Папе-18). Область наибольших мощностей приурочена к центральной части Елгавского прогиба.

Формирование красноцветных карбонатно-глинистых осадков второй и третьей зон протекало в нижней части сублиторали, где, по мнению Л. К. Гайлите, существовали оптимальные условия для жизни трилобитов, которые отличаются значительным видовым разнообразием. Присутствие в нижней части волховского горизонта несглаженных поверхностей седиментационных размывов и норок зарывания свидетельствует о глубине дна бассейна ниже базиса действия волн и замедлении скорости процесса осадконакопления. Существенное локальное обмеление в конце волховского времени произошло во второй зоне, во время формирования песчано-алевритовых осадков.

Зоны кундаского горизонта. На площади распространения кундаского горизонта прослеживаются две литолого-фациальные зоны, отвечающие основным структурно-фациальным зонам Прибалтики (рис. 43).

Первая из них, характеризующая Восточную зону, охватывает районы северо-запада, севера, востока и юго-востока Латвии. В палеотектоническом отношении зона приурочена к склонам поднятий, примыкавших в раннем ордовике к Елгавскому прогибу. Разрез кундаского

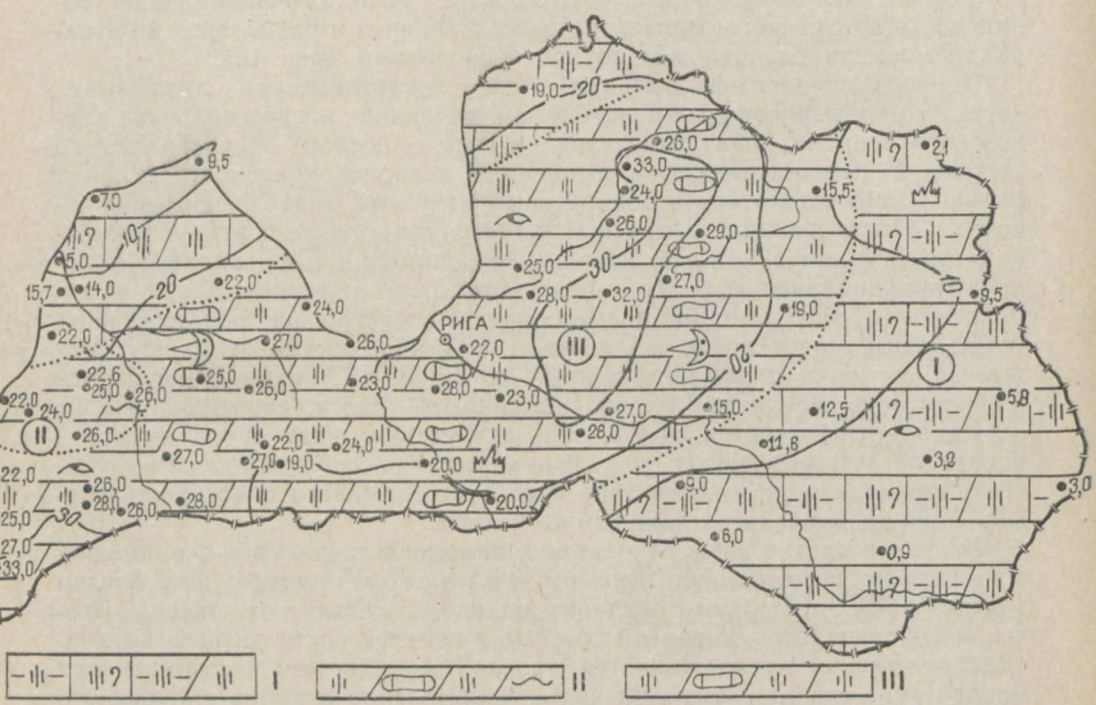


Рис. 42. Литолого-фациальная схема волховского горизонта.

I — зона: сильномелководные красновато-коричневые известняки и мергели драйсейкской свиты; *II* — зона: мелководные красновато-коричневые мергели с линзовидными прослоями известняков и очень мелководные карбонатные алевролиты и песчаники крюкайской пачки цинецерской свиты; *III* — зона: мелководные красновато-коричневые мергели с линзами и комками известняков крюкайской пачки цинецерской свиты.

горизонта в ней неполный — отсутствуют нижние слои горизонта. Зона представлена двумя литофациями, сменяющими друг друга во времени. Ранняя (нижняя) бичюнская литофация сложена серыми мелководными известняками, поздняя (верхняя) юодупская — очень мелководными красновато-коричневыми известняками с псевдооолитами гётита. Мощность отложений в этой зоне меньше, чем во второй, и колеблется от 5 (скважины Вишки-25, Колка-54) до 22 м (скв. Пилтене-32).

Формирование бичюнских тонкозернистых карбонатных осадков протекало на умеренных глубинах, скорость осадконакопления при этом была небольшой. В конце кундаского времени, во время образования юодупских красноцветных карбонатных осадков, произошло небольшое обмеление бассейна, на что указывают органогенно-детритовая структура сформировавшихся пород и включения гидрооксилов железа.

Вторая зона, отвечающая Западной зоне Прибалтики, охватывает районы Юго-Западной, Центральной и Северо-Восточной Латвии — территорию Елгавского прогиба. Она характеризуется полнотой стратиграфического объема горизонта и представляет собой совокупность относительно глубоководной шакинской литофации и мелководных шюпильской и нижнезиемельской литофаций.

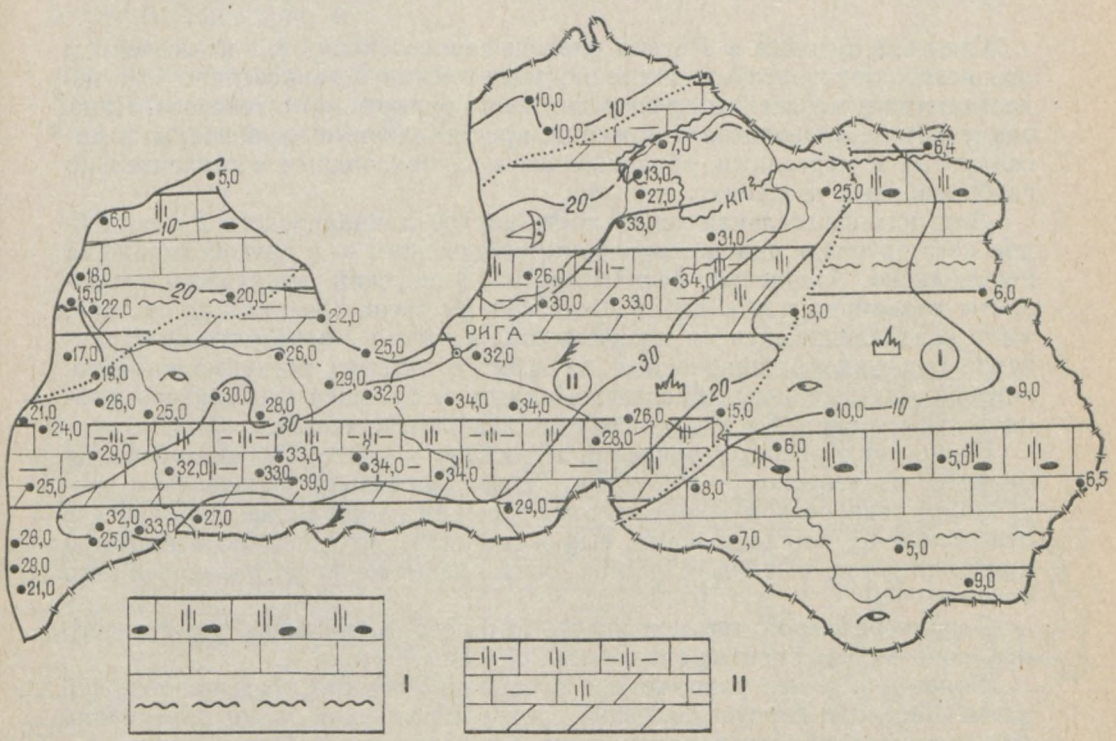


Рис. 43. Литолого-фациальная схема кундаского горизонта.

I — зона: нижний ряд — отсутствие (размыв) отложений нижнекундаского горизонта; средний ряд — мелководные серые известняки бичюнской свиты; верхний ряд — очень мелководные красновато-коричневые известняки с псевдооолитами гётита юодупской пачки рокишкской свиты; *II* — зона: нижний ряд — относительно глубоководные серые мергели шакинской пачки циецерской свиты; средний ряд — мелководные серые и красновато-коричневые известняки, глинистые известняки и мергели шюпильской пачки балдонской свиты; верхний ряд — мелководные, красновато-коричневые с зеленовато-серыми пятнами известняки и глинистые известняки нижнезиемельской пачки балдонской свиты.

Шакинские зеленовато-и темно-серые глинистые мергели формировались в относительно глубокой части шельфа. Массивно- и неясно-слоистая текстура мергелей свидетельствует о накоплении глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых илов ниже зоны действия волн. Бедность группового состава бентосной фауны, представленной трилобитами и остракодами, указывает на значительную глубину области накопления. Это же подтверждают остатки граптолитов, найденные в шакинской пачке.

Образование шюпильских и нижнезиемельских красновато-коричневых и серых известняков и мергелей протекало в более мелководных условиях. В пользу этого предположения свидетельствует более карбонатный состав отложений, их полукомковатая и комковатая текстура. Обстановка осадконакопления была более благоприятной для жизнедеятельности трилобитов, остракод, наутилоидей и конодонтоносителей.

Вторая литолого-фациальная зона характеризуется максимальными для кундаского горизонта мощностями отложений, достигающими 34—39 м в осевой части Елгавского прогиба.

ЗОНАЛЬНОСТЬ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА

Средний ордовик в Латвии сложен сероцветными (за исключением азериского горизонта) органогенно-детритовыми и тонкозернистыми известняками и мергелями преимущественно мелководного генезиса. Лишь оандуские и раквереские отложения, представленные карбонатными аргиллитами и мергелями, образовались в глубоководных и относительно глубоководных условиях.

Литолого-фациальная зональность верхов лланвирнского и лландейловского ярусов, с одной стороны, и карадокского — с другой выражена неодинаково. Азериский, ласнамягиский, ухакуский, кукрузеский горизонты лланвирна и лландейло представлены очень близкими по составу, мало различающимися по площади отложениями с однотипными структурно-текстурными признаками на всей территории республики. Литолого-фациальные зоны выделяются на основе большей или меньшей глинистости отложений и присутствия псевдооолитов железа.

Более существенные различия в составе и условиях формирования присущи идаверескому—кейласкому нерасчлененным горизонтам и оандускому, ракверескому, набаласкому горизонтам карадока. Зональность отложений по площади в них выражена резче, что связано с большой контрастностью глубин бассейна осадконакопления в различных его частях.

Территориальная приуроченность литолого-фациальных зон среднего ордовика в общих чертах аналогична описанной выше.

Более или менее равномерное прогибание земной коры на большей части Латвии в первую половину среднеордовикской эпохи определило близкие условия осадконакопления. Становление и формирование на востоке Латвии в лландейловском веке нового палеоструктурного элемента — Средне-Литовской впадины осложнили палеотектоническую обстановку и обусловили возникновение специфических условий седиментации во второй половине среднеордовикской эпохи на этой площади. Существующая литолого-фациальная зональность карадокского яруса свидетельствует в пользу достаточно интенсивных нисходящих тектони-

ческих движений и в пределах Елгавского прогиба, но вследствие некомпенсированного осадконакопления эти движения не могут быть реконструированы обычными методами.

Зоны азериского горизонта. На всей территории Латвии развита одна литофация мелководных, ярко окрашенных в красный цвет тонкозернистых и органогенно-детритовых известняков небольшой мощности, редко превышающей 5 м (рис. 44). Условия их образования были близкими к тем, что существовали во время накопления верхнекундаских отложений. Тонкозернистая структура и бедность группового состава органических остатков, представленных относительно глубоководными бентосными группами — трилобитами, остракодами и редкими пелагическими формами головоногих моллюсков, свидетельствуют об образовании этих отложений в нижней части сублиторали. Глубины моря во время их образования все же были меньшими, чем во время, предшествующее кундаскому. На это указывает присутствие органогенно-детритовых разностей известняков, количество которых увеличивается в периферических районах Латвии.

Зоны ласнамягиского горизонта. В пределах площади развития ласнамягиского горизонта прослеживаются две литолого-фациальные зоны (рис. 45).

Первая из них расположена на северо-западе и юго-востоке республики и относится к Восточной структурно-фациальной зоне Прибалтики. Зона объединяет две разновозрастные литофации, сформировавшиеся в ласнамягиское время. Ранняя литофация представлена довольно мел-

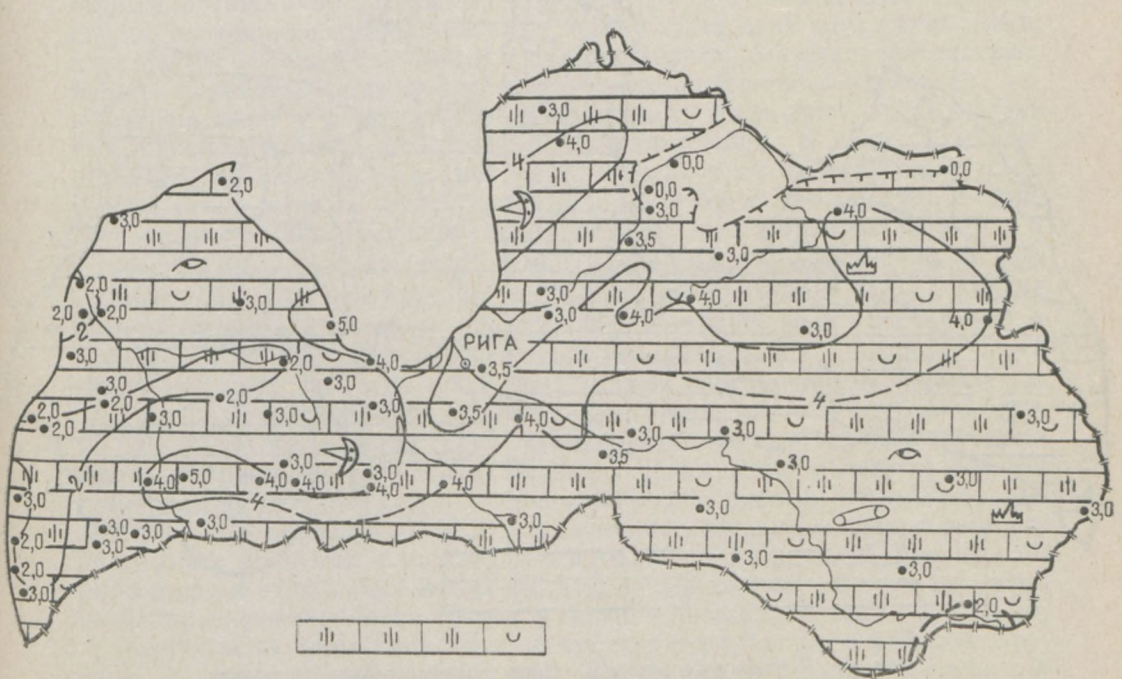


Рис. 44. Литолого-фациальная схема азериского горизонта.
Мелководные красновато-коричневые известняки с органическим детритом верхнезиемельской пачки балдонской свиты и вайдленской пачки рокишкской свиты.

ководными вижунскими пестроцветными тонкозернистыми и органогенно-детритовыми известняками с псевдооолитами гётита. В палеоструктурном отношении она отвечает склонам Готландского поднятия и Белорусско-Мазурской антеклизы. Поздняя литофация представлена мелководными серыми глинистыми и органогенно-детритовыми известняками с прослоями мергелей. Эти отложения образовались в условиях мелкого моря, но все же являются более глубоководными образованиями по сравнению с нижележащими известняками. Мощность горизонта первой зоны не превышает 12 м, изменяясь от 4 (скв. Краслава-104) до 12 м (скв. Юркалне-36).

Вторая зона характеризует Западную структурно-фациальную зону и расположена в Юго-Западной, Центральной и Северо-Восточной Латвии на территории Елгавского прогиба. Она охватывает две разновозрастные мелководные литофации и характеризуется несколько большими мощностями ласнамягиского горизонта (5 м — скв. Алуксне-99 и 15 м — скв. Талсы-55) по сравнению с первой.

В раннеласнамягиское время в рассматриваемой зоне происходило образование в мелководных условиях пестроокрашенных глинистых, тонкозернистых и органогенно-детритовых известняков нижней половины стирнаской свиты. В позднеласнамягиское время в сходной обстановке

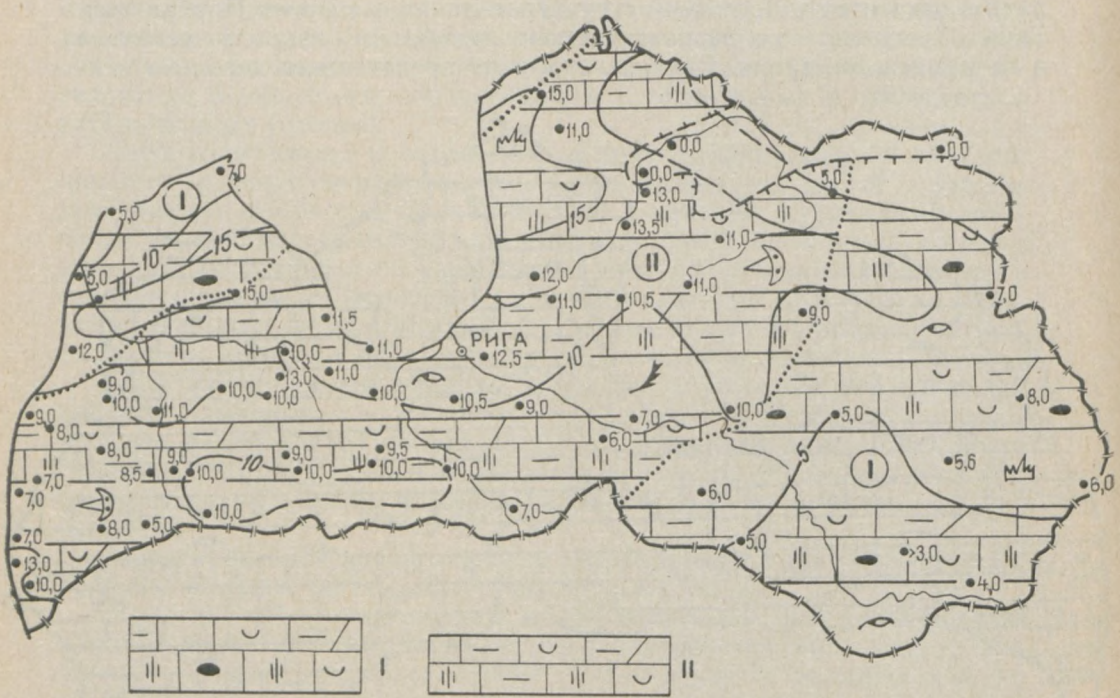


Рис. 45. Литолого-фациальная схема ласнамягиского горизонта.

I — зона: нижний ряд — сильномелководные пестроцветные известняки с псевдооолитами гётита вижунской пачки даугавпилсской свиты; верхний ряд — мелководные серые глинистые и органогенно-детритовые известняки нижней части краштайской пачки даугавпилсской свиты; *II* — зона: нижний ряд — мелководные пестроцветные глинистые и органогенно-детритовые известняки стирнаской свиты; верхний ряд — мелководные серые глинистые и органогенно-детритовые известняки с прослоями мергелей верхов стирнаской свиты.

формировались серые глинистые и органогенно-детритовые известняки с прослоями мергелей верхней половины свиты. Структура пород, их состав и сообщество органических остатков указывают, что обе литофации формировались, вероятно, в нижней части сублиторали.

Глубина бассейна осадконакопления в позднеласнамягиское время на всей территории республики была примерно одинаковой. Это свидетельствует о выравнивании условий осадконакопления на всей территории Латвии.

Различия в условиях осадконакопления ранней и поздней литофаций в обеих зонах заключались в изменении характера материала, приносимого в бассейн, и замедлении процесса седиментации. Это определило прекращение образования красноцветных отложений, свойственных раннеордовикской эпохе, и вызвало накопление пород серой окраски. На замедление скорости осадконакопления указывают многочисленные поверхности подводных размывов, фиксирующихся в стирнаской и вышележащей таурупской свитах. Начиная с середины ласнамягиского времени на всей территории республики в течение всей среднеордовикской эпохи происходило образование сероцветных глинисто-карбонатных осадков со значительным содержанием детрита.

Зоны ухакуского горизонта. На площади распространения ухакуского горизонта в Латвии прослеживаются четыре литолого-фациальные зоны (рис. 46).

Первая зона, соответствующая южному склону Готландского поднятия, выделяется на северо-западе республики и сложена мелководными серыми органогенно-детритовыми известняками волнисто-слоистой текстуры, содержащими псевдооолиты гётита. Для этих отложений очень характерны сглаженные поверхности подводного размыва, импрегнированные пиритом. Текстурные и структурные особенности таурупских известняков наряду с гётитовыми включениями позволяют предполагать их образование на небольших глубинах моря в зоне действия волнения, возможно, в средней части сублиторали шельфа. Мощность ухакуского горизонта, представленного таурупской свитой в этой зоне, составляет 10 (скв. Вентспилс Д-3) — 14 м (скв. Юркалне-36).

Вторая зона расположена в юго-западной, центральной и северо-восточной частях Латвии в пределах Елгавского прогиба. Вместе с первой она относится к Западной структурно-фациальной зоне Прибалтики и отличается от рассмотренной выше зоны ухакуского горизонта более глинистым составом отложений, отсутствием псевдооолитов гётита и несколько большей мощностью отложений, достигающей 24 м (скв. Скрунда-28). Таурупская свита здесь представлена серыми органогенно-детритовыми и глинистыми известняками с седиментационными поверхностями перерыва. Текстура пород волнисто-слоистая. Формирование таурупских отложений происходило в мелководных условиях, в зоне ослабленного волнения, в нижней части сублиторали шельфа. Все же глубины моря в этой зоне были бóльшими, чем в первой, на что указывает отсутствие псевдооолитов гётита и более глинистый состав отложений.

Третья зона прослеживается на востоке республики, в районах Виесите, Плявиняс, Аташиене, Мадона, Балтинава, и отвечает Мадонской седловине. Она характеризуется развитием серых глинистых и органогенно-детритовых известняков с прослоями мергелей и псевдооолитами гётита. Вероятно, эти отложения, соответствующие средней части дау-

гавпилсской свиты, формировались на меньших глубинах моря, чем отложения соседних с ней зон. Мощность отложений третьей зоны достаточно велика: 11,0 (скв. Акнисте-6Р) — 22,5 м (скв. Плявиняс-1Р).

Четвертая зона выделена на юго-востоке республики. По составу отложений она очень близка к третьей и вместе с ней принадлежит к Восточной структурно-фациальной зоне Прибалтики. Отличие между ними состоит в отсутствии включений гётита, что, по-видимому, обусловлено несколько бóльшими глубинами моря. Осадконакопление в этой зоне происходило в море нормальной солености с подвижной водной средой, в обстановке, в целом благоприятной для развития бентосной фауны, такой, как брахиоподы, цистоидеи, мшанки, остракоды. Мощность отложений зоны невелика: 5,0 (скв. Краслава-104) — 14,4 м (скв. Малта-105).

В целом для ухакуского горизонта характерны близкие условия осадконакопления на всей территории Латвии, определившие повсеместно образование тонкозернистых и детритовых карбонатных осадков.

Зоны кукрузеского горизонта. Характер распределения и состав литолого-фациальных зон кукрузеского горизонта сохранились близкими к таковым у ухакуского. Несколько увеличились размеры первой зоны за счет перемещения к югу юго-восточной границы (рис. 47).

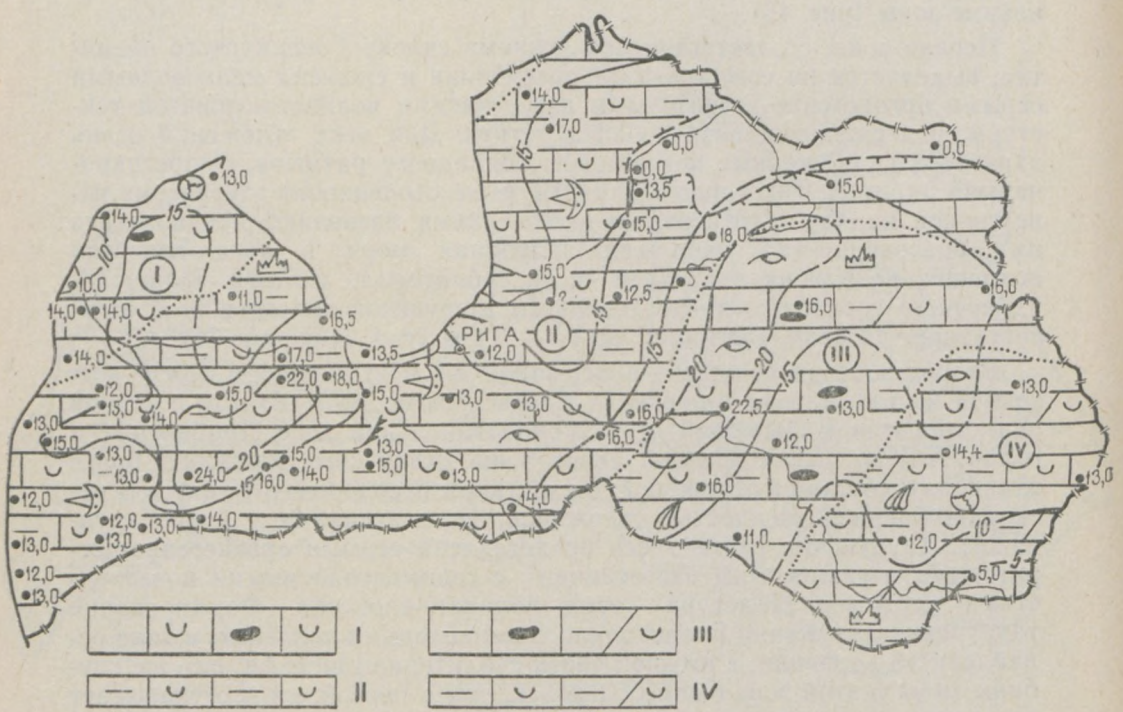


Рис. 46. Литолого-фациальная схема ухакуского горизонта.

I — зона: сильномелководные тонкозернистые и органогенно-детритовые известняки с псевдооолитами гётита таурупской свиты; *II* — зона: мелководные глинистые и органогенно-детритовые известняки таурупской свиты; *III* — зона: сильномелководные глинистые и органогенно-детритовые известняки с псевдооолитами гётита средней части даугавпилсской свиты; *IV* — зона: мелководные глинистые и органогенно-детритовые известняки с прослоями мергелей средней части даугавпилсской свиты.

На северо-западе и севере Латвии, на склоне Готландского поднятия в кукрузеское время в довольно мелководных условиях, возможно в средней части сублиторали шельфа, происходило накопление сравнительно однородных детритовых осадков, содержавших включения шамозита и гётита и давших впоследствии начало органогенно-детритовым волнисто-слоистым известнякам с пиритизированным детритом. Эти известняки составляют дрейманскую свиту. Мощность зоны изменяется от 7,0 (скв. Стайцеле-4) до 14,0 м (скв. Пилтене-32).

Во второй зоне, развитой на значительной площади Юго-Западной, Центральной и Северо-Восточной Латвии в пределах Елгавского прогиба, в кукрузеское время в мелководной обстановке отлагались в разной степени глинистые серые детритовые осадки, из которых сформировались дрейманские органогенно-детритовые известняки с пиритизированным детритом. От аналогичных пород первой зоны они отличаются большей глинистостью, более мелким размером органического детрита и отсутствием псевдооолитов железа. Вероятно, глубина моря в рассматриваемой зоне была несколько большей, чем в первой. Мощность горизонта сравнительно постоянна и колеблется в пределах 10,0 (скв. Кандава-52) — 14,5 м (скв. Личи).

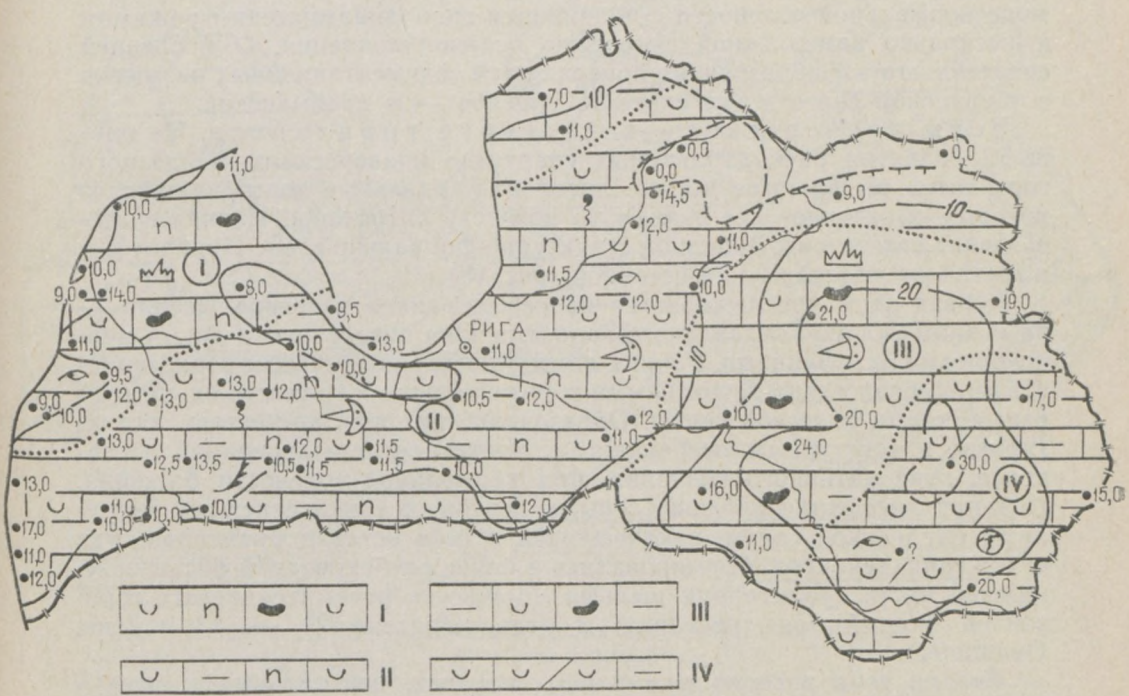


Рис. 47. Литолого-фациальная схема кукрузеского горизонта.

I — зона: сильномелководные органогенно-детритовые известняки с пиритом и псевдооолитами гётита и шамозита дрейманской свиты; *II* — зона: мелководные органогенно-детритовые и глинистые известняки с пиритом дрейманской свиты; *III* — зона: сильномелководные глинистые и органогенно-детритовые известняки с псевдооолитами гётита верхней части даугавпилсской свиты; *IV* — зона: мелководные органогенно-детритовые и глинистые известняки с прослоями мергелей верхней части даугавпилсской свиты.

Третья зона, представленная серыми глинистыми и органогенно-детритовыми известняками с волнисто-слоистой текстурой и псевдооолитами гётита, является по характеру переходной между более и менее мелководными отложениями второй и четвертой зон. В палеотектоническом отношении она соответствует Мадонской седловине, разделяющей два отрицательных структурных элемента.

Четвертая зона ограниченно распространена на юго-востоке республики, в пределах Средне-Литовской впадины. Она характеризуется развитием серых глинистых органогенно-детритовых известняков и мергелей, относящихся к верхней половине даугавпилсской свиты. Эти отложения формировались в условиях, благоприятных для жизни разнообразных в групповом отношении организмов: трилобитов, остракод, брахиопод, мшанок, цистоидей, хитинозой и конодонтоносителей. Глубина бассейна, очевидно, была небольшой, и осадконакопление происходило в пределах сублиторали.

Мощности горизонта в третьей и четвертой зонах достигают максимальных в Латвии значений — 30 м (скв. Малта-105).

В целом ласнамягиское, ухакуское и кукрузеское время характеризуется близкими условиями накопления осадков, мало менявшимися с течением времени и по площади. Это определило сходство состава и структурно-текстурных признаков отложений. В указанном интервале геологического времени на территории Латвии существовало неглубокое море нормальной солености с подвижным гидродинамическим режимом и несколько замедленной скоростью осадконакопления. О последней свидетельствуют образования поверхностей седиментационных размывов в таурупской свите и деятельность илоедов — в дрейманской.

Зоны идавереского—кейлаского горизонтов. На площади развития рассматриваемых совместно идавереского—кейлаского горизонтов выделяются четыре литолого-фациальные зоны, каждая из которых объединяет две разные по возрасту литофации. Первая и вторая зоны относятся к Западной структурно-фациальной зоне Прибалтики, а третья и четвертая — к Восточной (рис. 48).

Первая зона прослеживается на северо-западе и севере Латвии — на южном склоне Готландского поднятия. Она представлена двумя мелководными литофациями. Ранняя литофация сложена серыми тонкозернистыми и органогенно-детритовыми горизонтально- и волнисто-слоистыми известняками адзеской свиты. Образование их, судя по составу, структурным и текстурным особенностям, протекало в мелководной обстановке, зоне активного волнения, при нормальной солености бассейна. Поздняя литофация сложена серыми неясно- и тонкослоистыми мергелями блиденской свиты, заключающей в себе остатки брахиопод. Эти отложения, вероятно, формировались в более глубоководной обстановке, нижней части сублиторали шельфа. Мощность рассматриваемых горизонтов в этой зоне невелика: 3 (скв. Пилтене-32) — 13 м (скв. Овиши-94).

Вторая зона расположена в юго-западных, центральных и северо-восточных районах республики. Она отвечает очертаниям Елгавского прогиба и охватывает отложения общей мощностью 6,5 (скв. Энгуре-4) — 14,5 м (скв. Таурkалне). У литофаций, развитых в этой зоне, несколько более глубоководный облик, чем в соседних зонах. Ранняя литофация представлена переслаиванием серых органогенно-детритовых известняков и мергелей адзеской свиты, сформировавшихся в нижней части

сублиторали при ослабленном гидродинамическом режиме. Условия осадконакопления благоприятствовали жизни такой группы фауны, как брахиоподы, до этого времени не населявшей территорию этой части республики. Поздняя литофация представлена относительно глубоководными глинами блиденской свиты. Пелитовая структура, тонкогоризонтальная и неясно-слоистая текстура этих отложений дают основание предполагать накопление глинистых илов в псевдоабиссальной части шельфа. Особенностью осадконакопления в рассматриваемое время является периодическое кратковременное осаждение вулканического пепла и формирование метабентонитовых прослоек, часто встречающихся в горизонтах первой и второй зон.

Третья зона, характеризующаяся наибольшими мощностями рассматриваемых горизонтов — 50 м (скв. Лудза-15), расположена на востоке Латвии и объединяет в своем составе две литофации, представленные почти целиком межциемской свитой (исключая лукштайскую пачку).

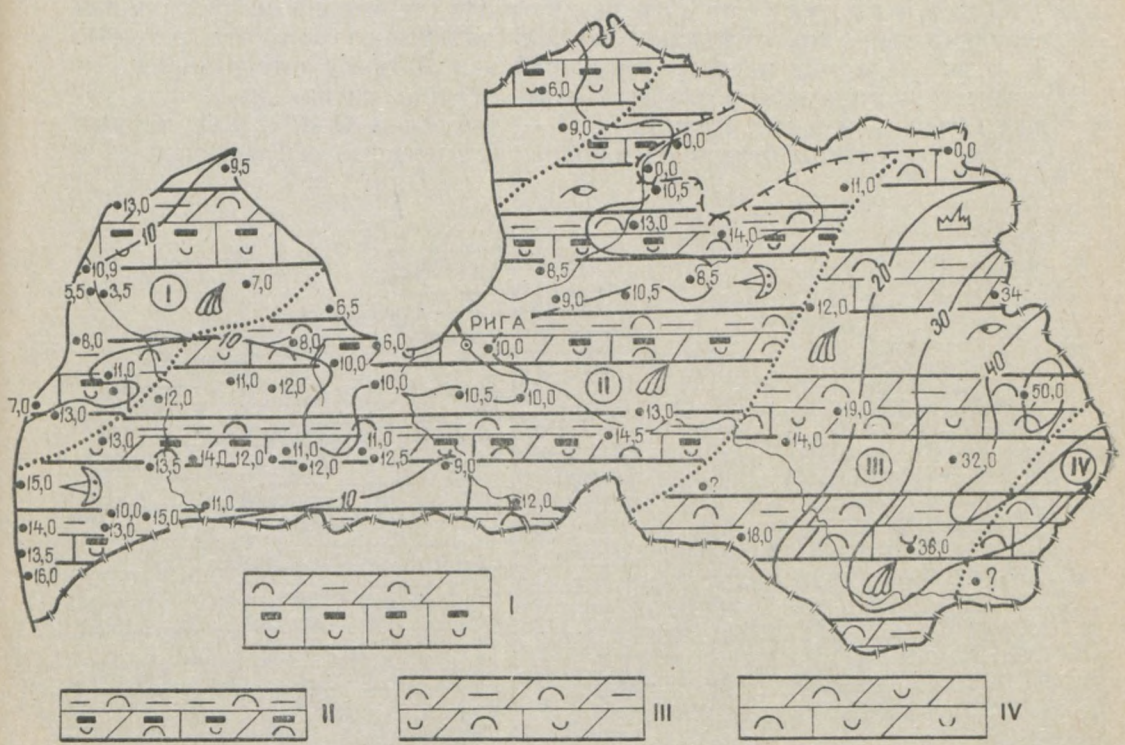


Рис. 48. Литолого-фациальная схема идавереского, йыхвиского и кейлаского горизонтов.

I — зона: нижний ряд — сильномелководные органогенно-детритовые известняки с прослойками метабентонитов адзеской свиты; верхний ряд — мелководные биоморфные и глинистые мергели блиденской свиты; *II* — зона: нижний ряд — мелководные органогенно-детритовые известняки и биоморфные мергели с прослойками метабентонитов адзеской свиты; верхний ряд — относительно глубоководные глины блиденской свиты; *III* — зона: нижний ряд — мелководные органогенно-детритовые и биоморфные мергели с прослоями известняков швянтупской и ауляльской пачек межциемской свиты; верхний ряд — мелководные биоморфные и глинистые мергели вилучайской пачки межциемской свиты; *IV* — зона: нижний ряд — мелководные биоморфные и органогенно-детритовые известняки и мергели швянтупской и ауляльской пачек межциемской свиты; верхний ряд — мелководные биоморфные и органогенно-детритовые мергели вилучайской пачки межциемской свиты.

Ранняя литофация заключает в себе мелководные мергели с прослоями органогенно-детритовых известняков, поздняя — сложена биоморфными и органогенно-детритовыми мергелями, содержащими довольно богатую бентосную фауну, среди которой преобладают брахиоподы. Обе литофации характеризуются близкими условиями седиментации, несколько отличающимися разной глубиной бассейна.

Четвертая литолого-фациальная зона, выделяющаяся на ограниченной площади районов Краслава и Шкяуне на юго-востоке Латвии, близка к третьей зоне и отличается несколько более мелководным обликом слагающих ее отложений, большим участием в разрезе известняков и меньшими мощностями.

Третья и четвертая зоны в палеоструктурном отношении отвечают Средне-Литовской впадине.

В целом в идавереско-кейлаское время наблюдается небольшое углубление моря в центральных, юго-западных и северо-восточных районах Латвии, особенно в кейлаское время.

Зоны оандуского горизонта. На территории республики выделяются три литолого-фациальные зоны оандуского горизонта (рис. 49).

В юго-западных и центральных районах Латвии на территории Елгавского прогиба прослеживается первая глубоководная литофация маломощных (2 м в скв. Павилоста-51 — 4 м в скв. Олайне Д-1) черных карбонатных аргиллитов нижней половины моссенской свиты. Накопление

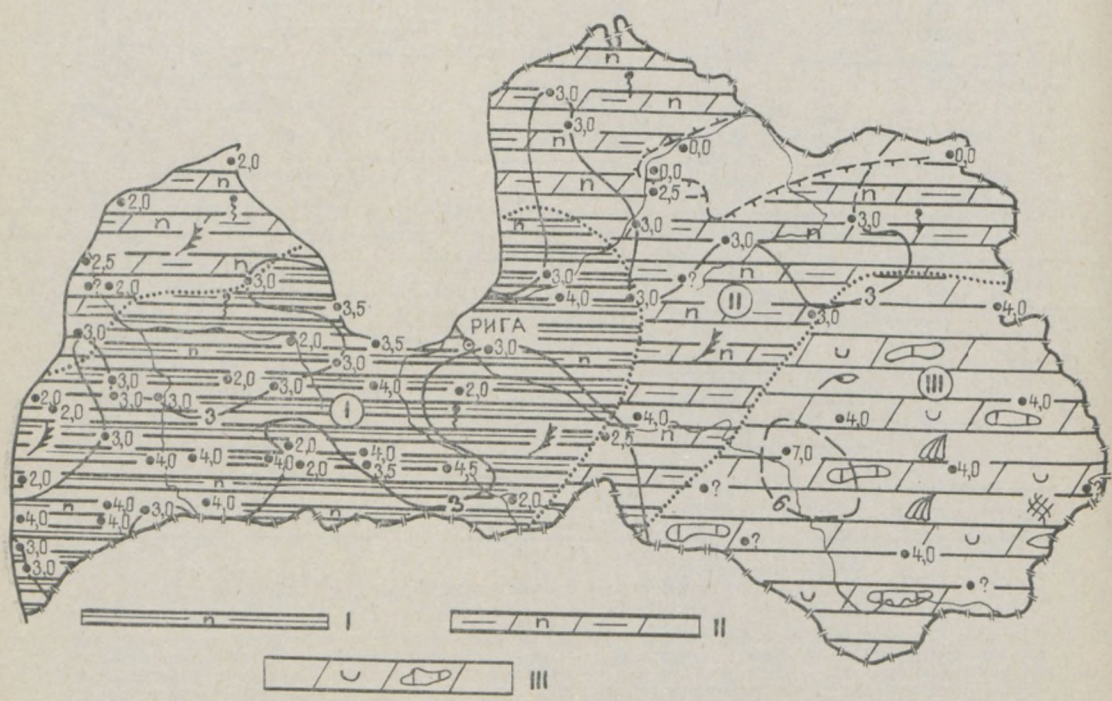


Рис. 49. Литолого-фациальная схема оандуского горизонта.

I — зона: глубоководные черные аргиллиты с пиритом нижней части моссенской свиты; *II* — зона: относительно глубоководные темно-серые глинистые мергели с пиритом нижней части моссенской свиты; *III* — зона: мелководные мергели с линзами известняков лукштайской пачки межциемской свиты.

этих отложений могло осуществляться в псевдоабиссальной части шельфа или на материковом склоне. О значительных глубинах моря, спокойном гидродинамическом режиме и восстановительном потенциале в зоне их седиментации свидетельствует комплекс признаков: глинистый состав отложений, тонкопелитовая структура и тонкогоризонтально- и микрослоистость, содержание включений пирита, присутствие пелагической фауны (граптолиты) и угнетенный облик донной фауны, представленной тонкостенными трилобитами небольших размеров, хрупкими беззамковыми брахиоподами и редкими остракодами. Скорость осадконакопления, судя по высокому содержанию органического вещества и наличию ходов илоедов, была небольшой. Можно предположить, исходя из вышеизложенного, что прогибание земной коры на этом участке скорее всего не полностью компенсировалось накоплением осадков.

Вторая зона относительно глубоководных темно-серых мергелей нижней части моссенской свиты мощностью 2 (скв. Овиши-94) — 4 м (скв. Скривери) развита по периферии первой. Отложения этой литолого-фациальной зоны отличаются от описанных более высоким содержанием карбонатной составляющей. Вероятно, их образование протекало на несколько меньших глубинах, чем в первой зоне. Первая и вторая зоны принадлежат к Западной структурно-фациальной зоне Прибалтики.

Третья зона, расположенная на юго-востоке Латвии, по структурно-фациальному районированию относится к Восточной зоне Прибалтики. Она представлена зеленовато-серыми мергелями лукштайской пачки. Мергели содержат прослои глинистых и тонкозернистых известняков и охарактеризованы богатой фауной брахиопод, разнообразными остракодами, мшанками и иглокожими. Мощность отложений зоны не превышает 7 м (скв. Нагли-106), обычно составляя 4 м (скв. Лудза-15). Вероятно, эти отложения накапливались в нижней части сублиторали шельфа, где существовали условия, более благоприятные для развития донной фауны, чем в других районах.

Зоны ракверескогo горизонта. Распределение литолого-фациальных зон в ракверескoм горизонте, их характер и очертания очень близки к оандуским. На территории Латвии в ракверескoе время шло накопление карбонатно-глинистых илов и глинисто-карбонатных осадков. Различное содержание в осадках карбонатного материала и органического детрита из-за неодинаковых условий седиментации определило существование трех литолого-фациальных зон, прослеживающихся в республике (рис. 50).

Первая зона представлена приекульскими относительно глубоководными зеленовато-серыми мергелями пелитовой структуры и неяснослоистой текстуры. Она приурочена к юго-западным и центральным районам республики и в палеоструктурном отношении отвечает Елгавскому прогибу. Мощность отложений зоны невелика: 3,0 (скв. Адзе-6) — 6,5 м (скв. Нитауре-58).

Бедность бентосной фауны, представленной сравнительно глубоководными формами (трилобиты, остракоды), структурные и текстурные особенности приекульских мергелей дают основание полагать, что они формировались на достаточно больших глубинах, возможно, в псевдоабиссальной части шельфа, при ослабленном влиянии волнения моря.

Вторая зона расположена на северо-западе, севере, северо-востоке и в Центральной Латвии, по периферии первой зоны. В ракверескoе время она находилась на наиболее приподнятых участках земной коры. Зона

представлена отложениями, сходными по составу, облику и генезису с одновозрастными породами приекульской пачки первой зоны, и отличается от них более высоким содержанием карбонатной составляющей и меньшими глубинами моря при их накоплении.

Мощность раквереского горизонта зоны колеблется от 1,0 (скв. Юркалне-36) до 8,0 м (скв. Виесите-5Р).

Третья зона прослеживается в пределах Восточной структурно-фациальной зоны и более существенно отличается по составу отложений, их структуре, текстуре и условиям образования от первых двух, расположенных в пределах Западной зоны. В рассматриваемый отрезок времени эта зона находилась на территории Средне-Литовской впадины. Здесь развиты серые и буровато-серые тонкозернистые (глинистые), полуафанитовые, афанитовые, органогенно-детритовые известняки с прослоями мергелей, составляющие нижнюю пачку воореской свиты. Для отложений зоны характерно большое разнообразие группового состава органических остатков, представленных мшанками, брахиоподами, криноидеями, остракодами и другими, указывающими на более благоприятную обстановку для развития фауны, существовавшую во время накопления раквереских отложений в этой части морского бассейна по сравнению с Западной зоной. Зоне свойственна максимальная мощность раквереского горизонта — 14 м (скв. Шкяуне-103). Вероятно, накопление

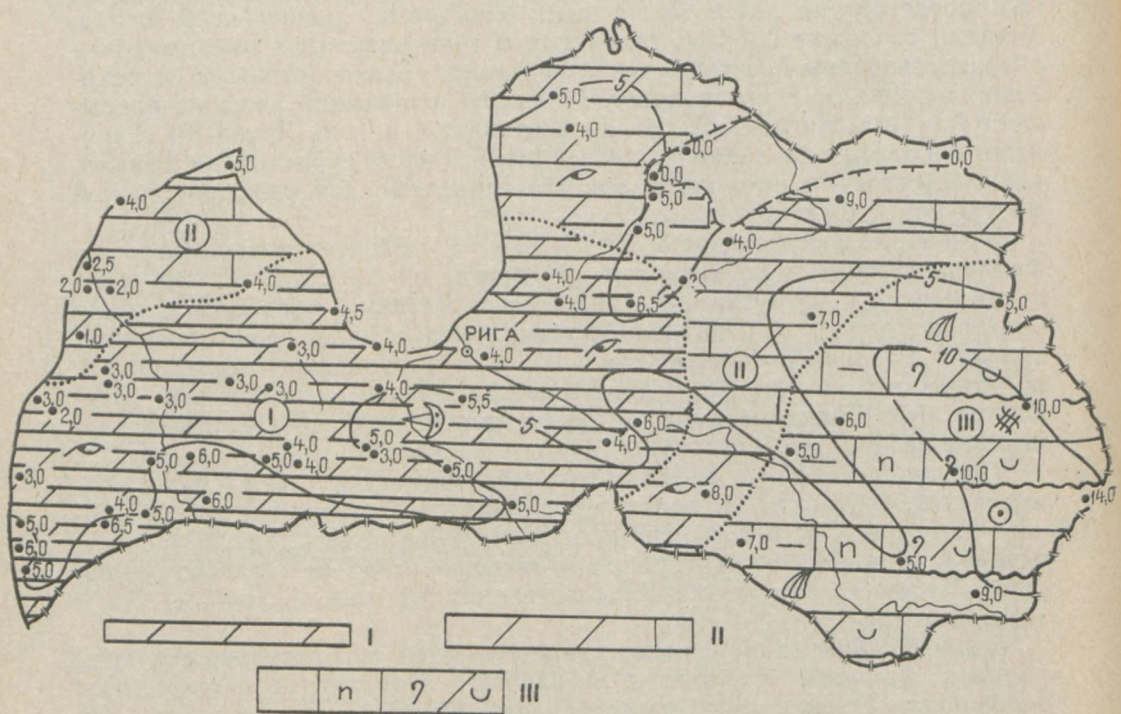


Рис. 50. Литолого-фациальная схема раквереского горизонта.

I — зона: относительно глубоководные мергели приекульской пачки моссенской свиты; *II* — зона: мелководные мергели с прослоями известняков приекульской пачки моссенской свиты; *III* — зона: сильномелководные полуафанитовые известняки с пиритом, глинистые и детритовые известняки и мергели с глауконитом нижней пачки воореской свиты.

осадков протекало на небольших глубинах, возможно, в средней или нижней части сублиторали шельфа, при часто меняющихся условиях осадконакопления. Последнее обстоятельство определило структурное и текстурное разнообразие типов пород, участвующих в строении зоны.

Зоны набалаского горизонта. Для этого горизонта характерно разнообразие состава, структурных и текстурных признаков отложений, а также комплексов органических остатков и аутигенных минералов. Кроме того, в разных районах республики стратиграфическая полнота горизонта неодинакова. В основе упомянутых различий в облике отложений и полноте разрезов горизонта лежат сильно дифференцированные по интенсивности и знаку тектонические движения земной коры, ознаменовавшие конец среднеордовикской эпохи.

На площади распространения набалаского горизонта выделяются четыре литолого-фациальные зоны, каждая из которых охватывает две разновозрастные литофации. Ранняя литофация соответствует паэкнаскому (скрундскому и дзербенскому) времени, поздняя — сауньяскому. Обе литофации во всех зонах разделены региональным размывом, отвечающим перерыву в накоплении осадков, который имел место на рубеже средне- и верхнеордовикской эпох. Очертания зон и их характер в набалаское время несколько отличны от описанных выше. Возможно, это связано с перестройкой палеоструктурного плана на рубеже среднего и позднего ордовика (рис. 51).

Первая зона развита на северо-западе и севере республики. В палеоструктурном отношении она отвечает южному склону Готландского поднятия, которое активизировалось в конце среднего и начале позднего ордовика. Это выразилось в накоплении маломощных (3—6 м) отложений, частично (стратиграфически неполно) представляющих набалаский горизонт. Зона сложена переслаиванием светло-серых афанитовых известняков с включениями тонкозернистого пирита и зеленовато-серых тонкозернистых и органогенно-детритовых известняков с глауконитом. Текстура пород комковатая. Отложения представляют собой паэкнаскую мелководную литофацию ранненабалаского времени. Сауньяская литофация в первой зоне отсутствует.

Вторая зона выделяется на юго-западе республики и в виде узких полос прослеживается в Центральной и Северо-Восточной Латвии, окружая по периферии третью зону. В этой зоне горизонт также неполный — в разном объеме отсутствуют сауньяские отложения. Зона сложена литофацией мелководных скрундских глинистых и органогенно-детритовых известняков и мергелей, формировавшихся, вероятно, на бóльших глубинах, чем отложения соседних районов. В поздненабалаское время осадконакопление в зоне было кратковременным и спорадическим, так как маломощные светло-серые афанитовые комковатые известняки сауньяской пачки присутствуют лишь в отдельных разрезах, вскрытых бурением в пределах зоны. Мощность горизонта во второй зоне небольшая: 6 (скв. Скрунда-35) — 14 м (скв. Нагли-106).

Третья зона расположена в Центральной Латвии и характеризуется наиболее полным разрезом набалаского горизонта, а также наибольшими (до 26,0 м в скв. Мадона-93) мощностями отложений. Ранняя литофация зоны выражена мелководными светло-серыми афанитовыми известняками с пиритом и полуафанитовыми детритсодержащими известняками с глауконитом, составляющими паэкнаскую пачку. Среди этих отложений значительную роль играют светлые афанитовые комковатые известняки,

иногда образующие самостоятельную дзербенскую пачку (скважины Дзербене-100, Мадона-93, Лаулены-XXVI). Поздняя литофация представлена светло-серыми с буроватым оттенком афанитовыми известняками с пятнами и разводами тонкозернистого пирита, образующими сауньяскую пачку. Строение и состав набалаского горизонта первой и третьей зон довольно близки к таковым в Эстонии.

Четвертая литолого-фациальная зона ограниченно развита на юго-востоке Латвии. Она соответствует склону Средне-Литовской впадины и сложена преимущественно глинистыми и органогенно-детритовыми серыми известняками с прослоями мергелей ранней литофации. Отложения содержат остатки брахиопод, мшанок, трилобитов и близки по типу к породам скрундской пачки второй зоны. Судя по структуре и текстуре отложений, они образовались в мелководных условиях, в обстановке, благоприятной для жизни донной фауны.

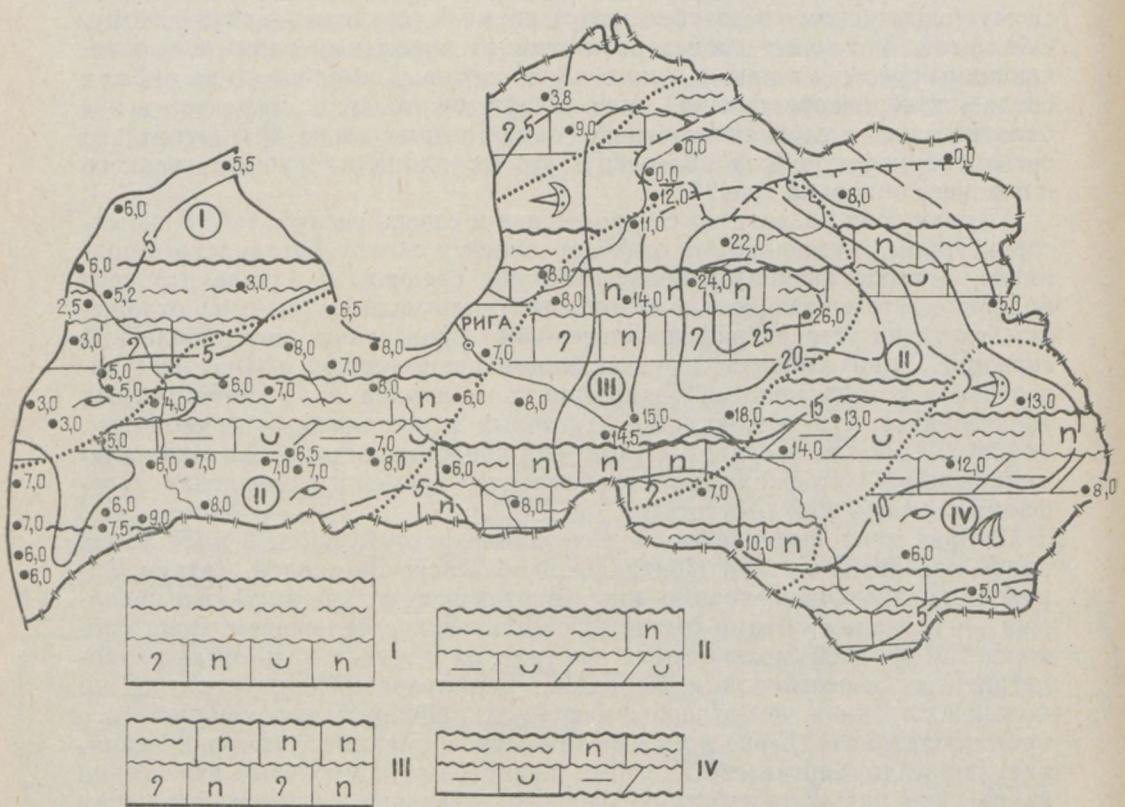


Рис. 51. Литолого-фациальная схема набалаского горизонта.

I — зона: нижний ряд — сильномелководные органогенно-детритовые известняки с глауконитом и афанитовые известняки с пиритом паэкнаской пачки вооpеской свиты; верхний ряд — отсутствие (размыв) отложений сауньяской пачки вооpеской свиты; *II* — зона: нижний ряд — мелководные глинистые и органогенно-детритовые известняки и мергели скрундской пачки вооpеской свиты; верхний ряд — отсутствие и спорадическое распространение очень мелководных афанитовых известняков с пиритом сауньяской пачки вооpеской свиты; *III* — зона: нижний ряд — сильномелководные известняки с пиритом паэкнаской и дзербенской пачек вооpеской свиты; верхний ряд — сильномелководные афанитовые известняки с пиритом сауньяской пачки вооpеской свиты; *IV* — зона: нижний ряд — мелководные глинистые и органогенно-детритовые известняки и мергели средней пачки вооpеской свиты; верхний ряд — отсутствие и спорадическое распространение афанитовых известняков с пиритом верхней пачки вооpеской свиты.

Поздняя литофация, представленная афанитовыми известняками, развита лишь частично. Мощность отложений зоны невелика: 6 (скв. Вишки-25) — 13 м (скв. Лудза-15).

Итак, значительное место в строении набалаского горизонта принадлежит светло-серым афанитовым известнякам комковатой текстуры с многочисленными разводами и пятнами. Этот тип известняков впервые появляется в разрезе ордовика Латвии в ракверескоом горизонте Восточной структурно-фациальной зоны, где присутствует в виде отдельных маломощных прослоев. Более полно он представлен в набаласком и пиргуском (паровейская свита) горизонтах ордовикской системы, а также в нижнем—среднем лландовери-силурийской. Генезис известняков пока не ясен. Д. Л. Кальо и Э. А. Юргенсон [1977] предполагают полифациальное происхождение этих образований. Р. М. Мянниль [1966] указал на тесную связь пород этого типа с регрессивной фазой развития ордовикского бассейна и предположил крайне мелководные условия их накопления. Эта точка зрения кажется убедительной и подтверждается анализом фациальной обстановки в набалаское время; районы отсутствия сауньяских отложений (нулевая седиментация или последующий размыв) примыкают к районам развития афанитовых пиритизированных известняков.

Механизм генезиса этих известняков также пока не ясен. Л. Я. Пылма [1975] считает возможным образование кальцита основной массы пород за счет посмертного разложения водорослей.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА

Верхний ордовик представлен породами, разнообразными по составу, структурным и текстурным признакам. Для него, как и для нижнего ордовика, характерна резко выраженная литолого-фациальная зональность, закономерности проявления которой контролируются палеоструктурной обстановкой ашгиллского века.

Наиболее однотипный состав пород, представленных серыми известняками и мергелями с обильной и разнообразной фауной, и, следовательно, выдержанные условия седиментации характерны для территории Средне-Литовской впадины, где в мелководной обстановке протекало образование детритовых глинисто-карбонатных осадков в течение всей позднеордовикской эпохи. В отдельные моменты возникали органогенные постройки, водорослевые и коралловые биогермы.

Разные по составу и генезису отложения (черные аргиллиты, красновато-коричневые и зеленовато-серые мергели, афанитовые и органогенно-детритовые известняки) формировались на площади Елгавского прогиба. В начале эпохи в глубоководных условиях протекало накопление черных органогенно-глинистых граптолитовых илов, сменившееся позднее образованием относительно глубоководных красно- и сероцветных глинистых илов. В конце эпохи здесь происходила седиментация серых известковистых осадков с детритом и ракушечником, сменившаяся формированием известково-глинистых осадков далманитиновой биофации. В районах Мадонской седловины, испытавших менее интенсивное прогибание земной коры, осадки накапливались в более мелководной обстановке и возникли породы переходного облика, обладающие признаками, свойст-

венными как глубоководной (Елгавский прогиб), так и мелководной (Средне-Литовская впадина) зонам.

Неполный по стратиграфическому объему разрез верхнего ордовика, сложенный темно-серыми и красновато-коричневыми мергелями вормсиского и пиргуского горизонтов, а также органогенно-обломочными, биоморфными, песчанистыми и оолитовыми известняками поркуниского горизонта, характерен для южного склона Готландского поднятия. Эта территория в отдельные моменты (вторая половина пиргуского времени и кулдигское время) становилась областью нулевой седиментации. Относительно глубоководные условия осадконакопления первой половины эпохи сменились в конце ее мелководными и прибрежными, а также континентальными.

Зоны вормсиского горизонта. Распределение литолого-фациальных зон на площади развития вормсиского горизонта и их состав близки к описанным в оандуском горизонте. На большей части территории республики в вормсиское время накапливались карбонатно-глинистые илы, и лишь на юго-востоке происходило образование глинисто-карбонатных илов с детритом. Выделено три литолого-фациальные зоны (рис. 52).

Первая зона развита на юго-западе Латвии и соответствует большей части Елгавского прогиба. Она сложена фякаскими черными карбонатными аргиллитами с тонкогоризонтальной слоистостью, обогащенными

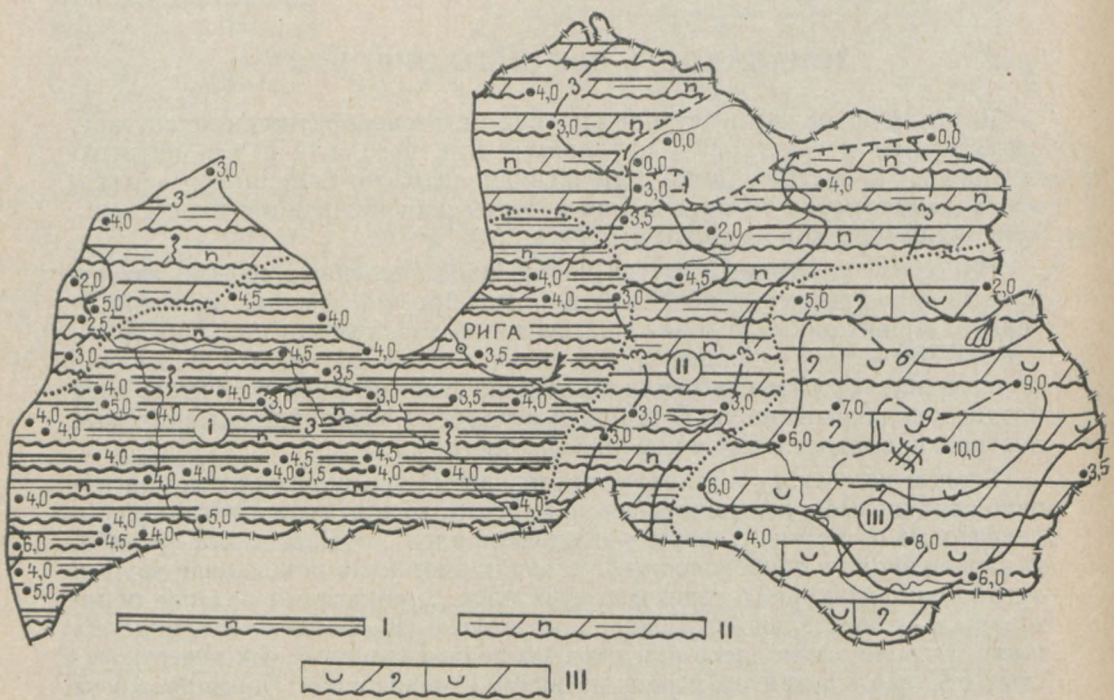


Рис. 52. Литолого-фациальная схема вормсиского горизонта.

I — зона: глубоководные черные аргиллиты с пиритом фякаской свиты; *II* — зона: относительно глубоководные мергели и глинистые мергели с пиритом фякаской свиты; *III* — зона: мелководные детритовые мергели с прослоями известняков с глауконитом.

органическим веществом и содержащими остатки граптолитов, беззамковых брахиопод и тонкостенных трилобитов. Мощность горизонта в зоне 3 (скв. Слампе-83, Кандава-24) — 6 м (скв. Бернаты-6). Литофация формировалась в глубоководных условиях при спокойном гидродинамическом режиме и восстановительной обстановке. Об этом свидетельствует немногочисленность и угнетенный облик бентосной фауны, присутствие остатков относительно глубоководных пелагических граптолитов и тонкогоризонтальная текстура. Процесс осадконакопления происходил очень медленно, что создало возможности для концентрации рассеянного органического вещества. Осадконакопление скорее всего не компенсировало прогибание земной коры, что способствовало углублению бассейна седиментации.

Вторая зона, представленная литофацией относительно глубоководных фякаских темно-серых мергелей, отличающихся от пород первой зоны более высокой степенью карбонатности, развита по периферии первой и отвечает склону Готландского поднятия и Мадонской седловины. Мощность вормсиского горизонта зоны колеблется в несколько меньших пределах: от 2 (скв. Вентспилс Д-3) до 4 м (скважины Стайцеле-4, Алуксне-99). Первая и вторая зоны характеризуют Западную структурно-фациальную зону Прибалтики.

Третья зона расположена на юго-востоке Латвии и в палеоструктурном отношении охватывает территорию Средне-Литовской впадины. Здесь развита литофация мелководных серых органогенно-детритовых, тонкозернистых и полуафанитовых, волнисто- и неяснослоистых известняков и мергелей, образующих мейлунскую свиту, мощность которой достигает 10 м (скв. Малта-105).

Карбонатный состав пород, их структура, текстура, быстрая латеральная изменчивость наряду с разнообразной и многочисленной фауной (брахиоподы, мшанки, криноидеи, остракоды, трилобиты, кораллы и другие группы) позволяют предполагать, что образование мейлунских отложений происходило в средней части сублиторали при значительной подвижности водной среды. Скорость осадконакопления была значительно большей, чем в соседних зонах. Третья литофация принадлежит к Восточной структурно-фациальной зоне.

Таким образом, в вормсиское время произошло некоторое выравнивание условий седиментации в Западной структурно-фациальной зоне, связанное с углублением бассейна седиментации.

Зоны пиргуского горизонта. На площади развития пиргуского горизонта в Латвии прослеживаются четыре литолого-фациальные зоны, значительно различающиеся по составу и генезису слагающих их отложений (рис. 53). Каждая из зон объединяет три литофации, сформировавшиеся в разное время и отвечающие четырем местным стратонам, на которые подразделяется горизонт.

Первая и вторая зоны, расположенные в северо-западной, юго-западной, центральной и северо-восточной частях республики, близки по составу пород, но отличаются различной полнотой разрезов. В первой зоне, которая в пиргуское время располагалась на склоне Готландского поднятия, пиргуский горизонт присутствует не в полном объеме. Здесь представлена ранняя литофация относительно глубоководных юнсторпских красновато-коричневых и, возможно, в более южных разрезах зоны — частично елгавских зеленовато-серых мергелей и известняков неяснослоистой текстуры с резко обедненным комплексом органических остат-

ков. Литофации паровейского и куйлиского времени отсутствуют. Вероятно, они были уничтожены денудацией в конце пиргуского времени. Мощность пиргуских отложений изменяется от 3,4 (скв. Вентспилс Д-3) до 15 м (скв. Павилоста-51).

Вторая зона в пиргуское время располагалась в пределах Елгавского прогиба. Она характеризуется стратиграфической полнотой разрезов и значительными (до 68,5 м в скв. Балдоне-80) мощностями.

Ранняя литофация, как и в первой зоне, сложена юнсторпскими красновато-коричневыми и елгавскими зеленовато-серыми мергелями с небольшим количеством глинистых известняков. Неяснослоистая текстура, глинистый состав и пелитовая структура, а также бедность органических

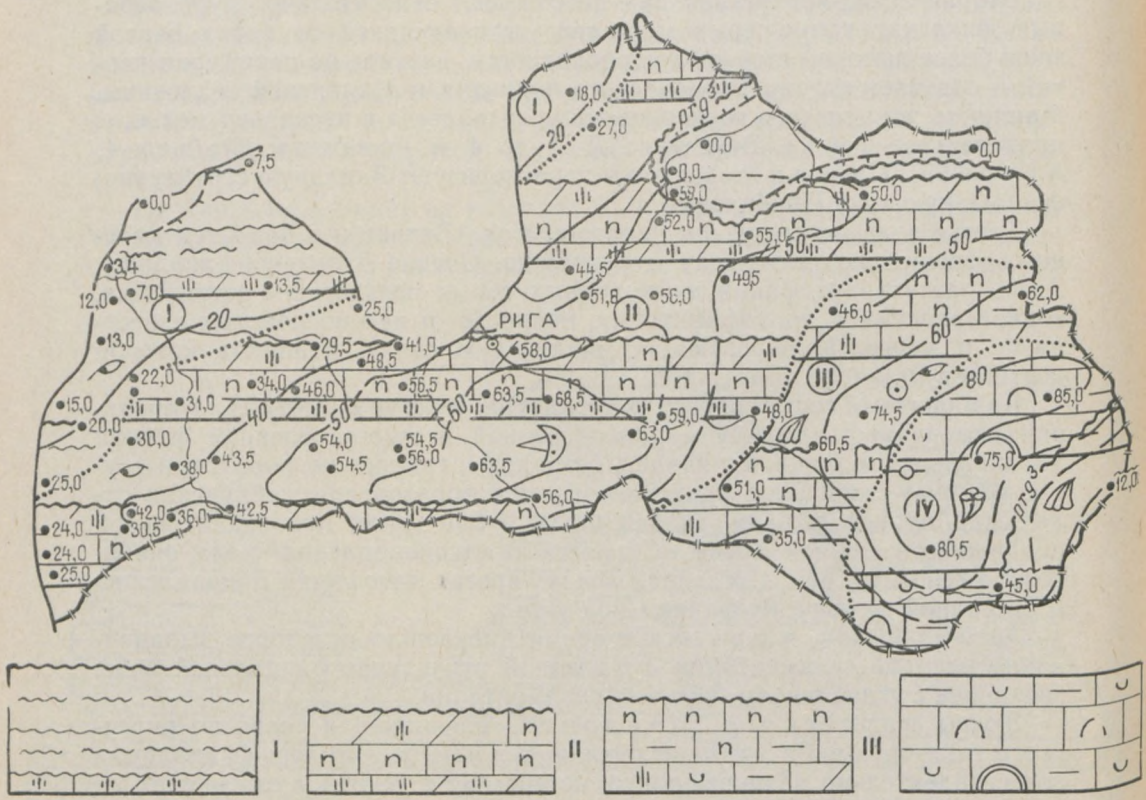


Рис. 53. Литолого-фациальная схема пиргуского горизонта.

I — зона; нижний ряд — относительно глубоководные красновато-коричневые и зеленовато-серые мергели и известняки юнсторпской и частично елгавской свит; средний и верхний ряды — отсутствие (размыв) части елгавской свиты, паровейской и куйлиской свит; *II* — зона: нижний ряд — относительно глубоководные красновато-коричневые и зеленовато-серые мергели и известняки юнсторпской и елгавской свит; средний ряд — мелководные афанитовые известняки с пиритом паровейской свиты; верхний ряд — мелководные красновато-коричневые и зеленовато-серые мергели и известняки с пиритом куйлиской свиты; *III* — зона: нижний ряд — мелководные серые и красновато-коричневые известняки и глинистые известняки с детритом юнсторпской и елгавской (=халликуской) свит; средний ряд — мелководные глинистые известняки и полуафанитовые известняки с пиритом паровейской (=балтинавской и укмяргской) свиты; верхний ряд — мелководные афанитовые известняки с пиритом (аналоги куйлиской свиты?); *IV* — зона: нижний ряд — сильномелководные биогермные органогенно-детритовые и глинистые известняки моэской (=сведасайской) свиты; средний ряд — сильномелководные полуафанитовые биоморфные и глинистые известняки балтинавской, лудзаской (=укмяргской) свит и большей части адилаской свиты; верхний ряд — мелководные глинистые и органогенно-детритовые известняки верхней части адилаской свиты.

остатков, представленных редкими остракодами и трилобитами с ячеистым головным щитом (что указывает на затрудненную аэрацию дна бассейна), свидетельствуют в пользу относительно глубоководного генезиса указанных отложений.

Средняя литофация представлена паровейскими светло-серыми с буроватым оттенком комковатыми и полукомковатыми афанитовыми известняками с пиритом. Предположения о мелководном генезисе подобных разностей известняков были высказаны раньше.

Поздняя литофация сложена разнообразными породами, объединенными в куйлискую свиту. Преобладают в ней красновато-коричневые и зеленовато-серые неясно- и волнисто-слоистые мергели, заключающие в себе линзовидные прослои полуафанитовых и глинистых известняков. Возможно, что эти отложения формировались в условиях часто меняющейся глубины моря. Однако в целом у них более глубоководный облик, чем у подстилающих их паровейских известняков.

Первая и вторая зоны принадлежат к Западной структурно-фациальной зоне и характеризуются шведско-латвийским типом разреза пиргуского горизонта.

Третья зона охватывает районы Виесите, Акнисте, Мадона, Балтинава. В пиргуское время она располагалась в пределах Мадонской седловины и северо-западного склона Средне-Литовской впадины. Ранняя литофация зоны представлена мелководными красновато-коричневыми и зеленовато-серыми криноидными известняками, аналогами юнсторпской свиты, и несколько более глубоководными глинистыми известняками и мергелями елгавской и халликуской свит. Средняя литофация выражена мелководными серыми полуафанитовыми и глинистыми известняками с пиритом балтинавской и укмяргской свит. Поздняя литофация сложена мелководными буровато-серыми афанитовыми и полуафанитовыми известняками с пиритом, представляющими собой возможные возрастные аналоги куйлиской свиты.

В целом характер зоны переходный между более глубоководными отложениями второй и мелководными породами — четвертой. Мощность зоны колеблется от 35,0 (скв. Акнисте-6Р) до 74,5 м (скв. Аташиене-9).

Четвертая зона охватывает небольшую площадь на юго-востоке республики и соответствует осевой части Средне-Литовской впадины в пиргуском палеоструктурном плане. Это обстоятельство определило накопление в зоне отложений значительной (до 85 м в скв. Лудза-15) мощности. В разрезах скважин Краслава-104 и Шкяуне-103 значительная часть пиргуских отложений размыта в позднесилурийскую и раннедевонскую эпохи.

Ранняя литофация зоны, отвечающая моэской свите, представлена органогенно-детритовыми (водорослевыми) и биогермными неяснослоистыми и неслоистыми известняками, замещающимися к юго-востоку более глинистыми органогенно-детритовыми известняками сведасайской свиты. Структура и состав отложений однозначно указывают на их мелководный генезис. Средняя литофация также сложена очень мелководными глинистыми, органогенно-детритовыми и биоморфными (водорослевыми и коралловыми) известняками волнисто-слоистой, комковатой и неясно-слоистой текстуры. Эти отложения составляют балтинавскую, лудзаскую и большую часть адилаской свиты. Поздняя литофация представлена

мелководными глинистыми и полуафанитовыми комковатыми известняками верхней части адилаской свиты. Возможно, что эти отложения сформировались на несколько большей глубине, на что указывает слабое развитие органогенно-детритовых структур.

Четвертая зона характеризуется разнообразной в групповом отношении фауной, среди которой большое распространение получили водоросли *Dasyporella?* и *Vermiporella?*, кораллы, ругозы, брахиоподы, мшанки, криноидеи, дендроидеи, хитинозои и конодонтоносители. Подобное разнообразие и многочисленность фауны свидетельствуют о благоприятных условиях (глубина бассейна, соленость, температура, освещенность и другие абиотические факторы) для жизнедеятельности организмов в этой зоне. Очевидно, процесс осадконакопления происходил в верхней или средней части сублиторали шельфа. Третья и особенно четвертая зоны принадлежат к Восточной структурно-фациальной зоне.

Зоны поркуниского горизонта. На площади распространения поркуниского горизонта в Латвии прослеживаются четыре литолого-фациальные зоны. Каждая из них состоит из одной-двух разновозрастных литофаций, соответствующих местным стратонам поркуниского горизонта. Между собой литолого-фациальные зоны четко различаются по составу, стратиграфической полноте горизонта, мощностям и условиям седиментации. В целом в поркуниское время на территории республики происходило накопление очень мелководных и прибрежных осадков (рис. 54).

Первая зона выделяется в виде узкой полосы в Северо-Западной Латвии, лишь самые крайние районы (скв. Колка-54, Овиши-94, Вентспилс Д-3) не относятся к ней. Зона объединяет две литофации, соответствующие кулдигской и салдусской свитам, сформировавшимся примерно в средне- и позднепоркуниское время. Раннепоркуниская литофация, отвечающая тауценской свите, в этой зоне отсутствует. Очевидно, в начале поркуниского времени зона являлась областью нулевой седиментации.

Кулдигская литофация представлена сильномелководными органогенно-детритовыми и детритово-биоморфными (брахиоподовыми) известняками, четко переслаивающимися с мергелями. Соотношение известняков и мергелей примерно одинаковое. Органические остатки многочисленны, хотя и не отличаются групповым разнообразием. Присутствуют брахиоподы, трилобиты, остракоды, дендроидные граптолиты.

Салдусская литофация сложена светлыми пилтенскими известняками «багамского» типа, прибрежного генезиса с оолитовой, сгустковой, органогенно-обломочной структурой и тонкогоризонтальной и косослоистой, а также массивной текстурой. В салдусское время осадконакопление в зоне осуществлялось, вероятно, на малой глубине на обширных прибрежных отмелях, при значительной подвижности придонных вод и теплом климате. Большие глубины моря для зоны были характерны во время образования кулдигских отложений. Мощности поркуниского горизонта в зоне значительны и изменяются от 13 (скв. Пилтене-32) до 25 м (скв. Талсы-55).

Вторая зона приурочена к Юго-Западной, Центральной и Северо-Восточной Латвии и в палеоструктурном отношении совпадает с очертаниями Елгавского прогиба. Она, как и первая зона, объединяет две литофации: кулдигскую и салдусскую. Ранняя литофация, соответствующая тауценской свите, здесь также отсутствует.

Кулдигская литофация состоит из серых органогенно-детритовых, реже детритово-биоморфных известняков с редкими прослоями мергелей. Эти отложения охарактеризованы остатками брахиопод, трилобитов, остракод (далманитиновая биофация). В целом, судя по составу, структурным и текстурным признакам, указанные отложения являются мелководными образованиями, сформировавшимися в верхней или нижней части сублиторали шельфа.

Салдусская литофация в зоне представлена сложным комплексом разнообразных пород прибрежного генезиса. В начале салдусского времени накапливались органогенно-обломочные, алевро-песчаные известковистые осадки, содержащие карбонатные оолиты и псевдооолиты. Они дали начало органогенно-обломочным, сгустковым, в разной степени пес-

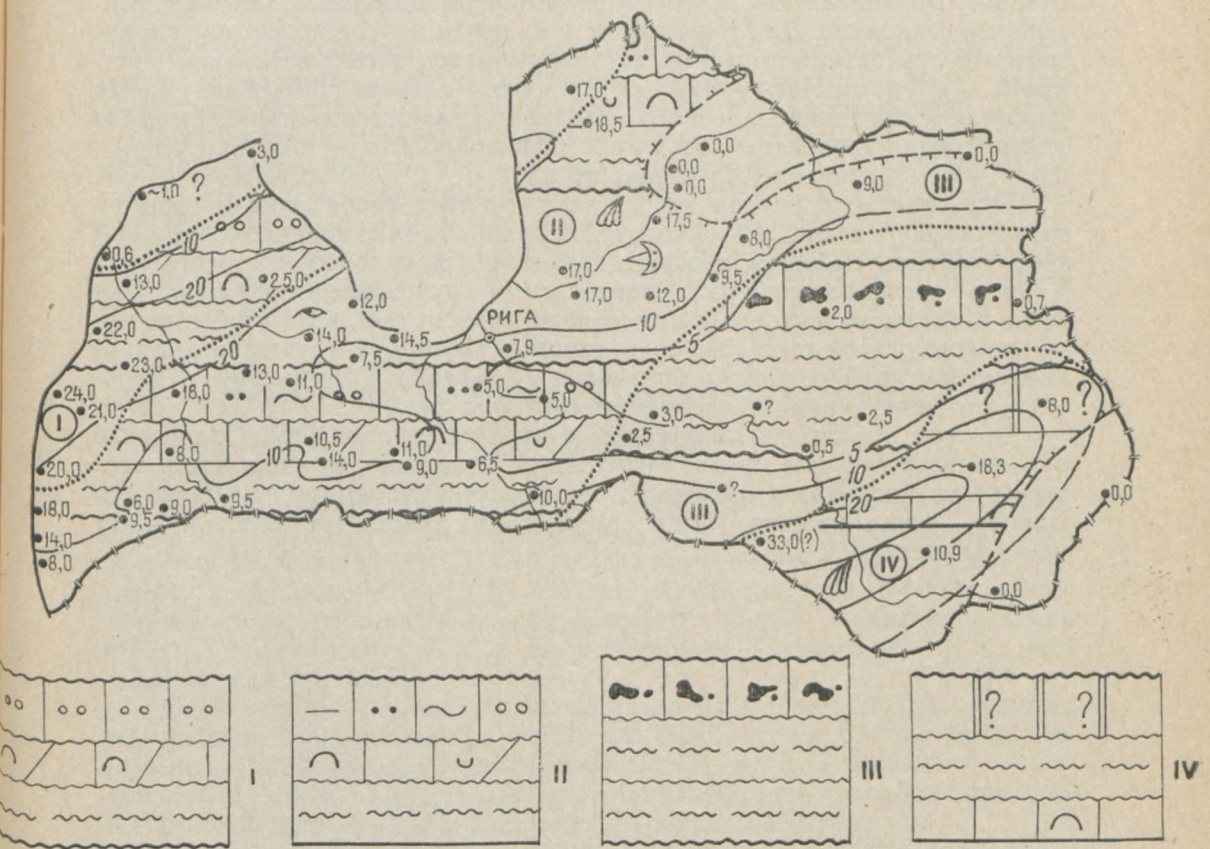


Рис. 54. Литолого-фациальная схема поркуниского горизонта.

I — зона: нижний ряд — отсутствие (размыв) отложений таученской свиты; средний ряд — сильномелководные известняки и биоморфные мергели кулдигской свиты; верхний ряд — прибрежные оолитовые известняки пилтенской пачки салдусской свиты; *II* — зона: нижний ряд — отсутствие (размыв) отложений таученской свиты; средний ряд — сильномелководные биоморфные и органогенно-обломочные известняки с прослоями мергелей кулдигской свиты; верхний ряд — прибрежные и сильномелководные оолитовые и псевдооолитовые, песчаные, алевритовые и глинистые известняки салдусской свиты; *III* — зона: нижний и средний ряды — отсутствие (размыв) отложений таученской и кулдигской свит; верхний ряд — прибрежные и очень мелководные конгломераты и песчаные известняки; *IV* — зона: нижний ряд — мелководные известняки с прослоями биоморфных таученской свиты; средний ряд — отсутствие (размыв) кулдигской свиты; верхний ряд — сильномелководные доломиты предположительно салдусской свиты.

чаным и алевритовым известнякам. Во второй половине салдусского времени в этой области шло прерывистое накопление глинисто-карбонатных илов в спокойных тиховодных (лагунных) условиях, положивших начало пачке тонкого четкого переслаивания мергелей и тонкозернистых доломитизированных глинистых и песчанистых известняков с трещинами усыхания и знаками ряби. Мощность горизонта в этой зоне несколько меньше, чем в первой, и меняется от 6,0 (скв. Приекуле-20) до 18,5 м (скв. Пуйкуле).

Как первая, так и вторая зоны характеризуют Западную структурно-фациальную зону. Между временем образования кулдигских отложений, с одной стороны, и салдусских — с другой существовал кратковременный перерыв в осадконакоплении.

Третья зона выделяется в районах Тауркалне, Плявиняс, Виесите, Мадона, Балтинава и в палеоструктуре позднего ордовика отвечает Мадонской седловине. Для зоны характерно почти полное отсутствие поркуниского горизонта, который представлен конгломератом небольшой мощности — 0,5 (скв. Нагли-106) — 0,7 м (скв. Балтинава-17). В некоторых разрезах накоплению галечного материала предшествовало образование песчанистых карбонатных осадков небольшой (2,5 м — скв. Аташиене-9, 3,0 м — скв. Скривери-102) мощности.

Четвертая зона расположена на юго-востоке республики и соответствует осевой части Средне-Литовской впадины. Осадконакопление в ней было кратковременным и осуществлялось в начале поркуниского времени, когда формировались своеобразные тауценские отложения. Они представлены афанитовыми и полуафанитовыми светлыми известняками неяснокомковатой текстуры, содержащими крупные толстостенные с грубой скульптурой раковины брахиопод (биофация *Holorhynchus*). Вероятно, это образования мелководного генезиса.

Аналоги кулдигской литофации в зоне не установлены. Салдусские отложения выделены предположительно. Возможно, что они здесь сложены маломощными разнозернистыми известковистыми доломитами вторичного происхождения. Мощности горизонта в зоне достигают 33 м (?) (скв. Акнисте-6Р).

Глава 7. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития территории Латвии в ордовикский период представляет собой последовательность неоднократной смены палеогеографических ситуаций и перестройки палеоструктурного плана.

Вопросы геологического развития территории Прибалтики в ордовике на широком региональном фоне достаточно подробно и обстоятельно рассмотрены в монографии Р. М. Мянниля [1966]. Отдельные моменты палеогеографии ордовика Прибалтики в разных аспектах освещены в работах И. Ю. Пашкевичюса [1959], Р. Ж. Ульст [1959], П. П. Лапинскаса [1967], Е. М. Лашкова [1968], Л. И. Пылмы [1975], Б. С. Соколова и Н. С. Крылова [1974].

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ

Общие сведения. Достаточно детальная и обоснованная реконструкция палеоструктурных особенностей ордовика Балтоскандии произведена Р. М. Мяннилем [1966], выявившим основные структурные элементы этого периода. В 1973—1977 гг. последовательная смена палеотектонических обстановок каледонского цикла охарактеризована Ф. К. Волколаковым [1973] и И. А. Поливко [Волколаков Ф. К., Поливко И. А. и др., 1977].

Ордовикский этап тектонического развития — один из существенных в формировании каледонской структуры Прибалтики. С ним связано заложение и развитие двух крупных палеоструктурных элементов — Елгавского прогиба и Средне-Литовской впадины, существование которых значительно влияло на ход ордовикского осадконакопления.

Начало этапа, возможно, следует относить к рубежу раннего и позднего тремадока, когда в распределении и характере тектонических движений впервые проявились черты, свойственные ордовикскому этапу. **Конец этапа совпадает с** завершением ордовикского периода, со временем проявления таконской фазы орогенеза, сопровождавшейся в Прибалтике поднятием большей части территории и сменой палеоструктурного плана.

Ордовикский этап характеризуется неоднократным изменением режима тектонических движений, их интенсивности, устойчивости, направ-

ленности. Это приводило к небольшим, но заметным перестройкам палеоструктурного плана и в конечном итоге оказывало влияние на морфологию элементов рельефа фундамента. Изменение режима тектонических движений в ордовике происходило примерно на рубеже раннего и среднего, а также среднего и позднего ордовика. Таким образом, ордовикский тектонический этап можно подразделить на три этапа более мелкого порядка: ранне-, средне- и позднеордовикский.

РАННЕОРДОВИКСКИЙ ЭТАП

Начало этапа связывается с рубежом раннего и позднего тремадока, с моментом перестройки плана проявления тектонических движений и зарождения новых черт в распределении и характере движений, свой-

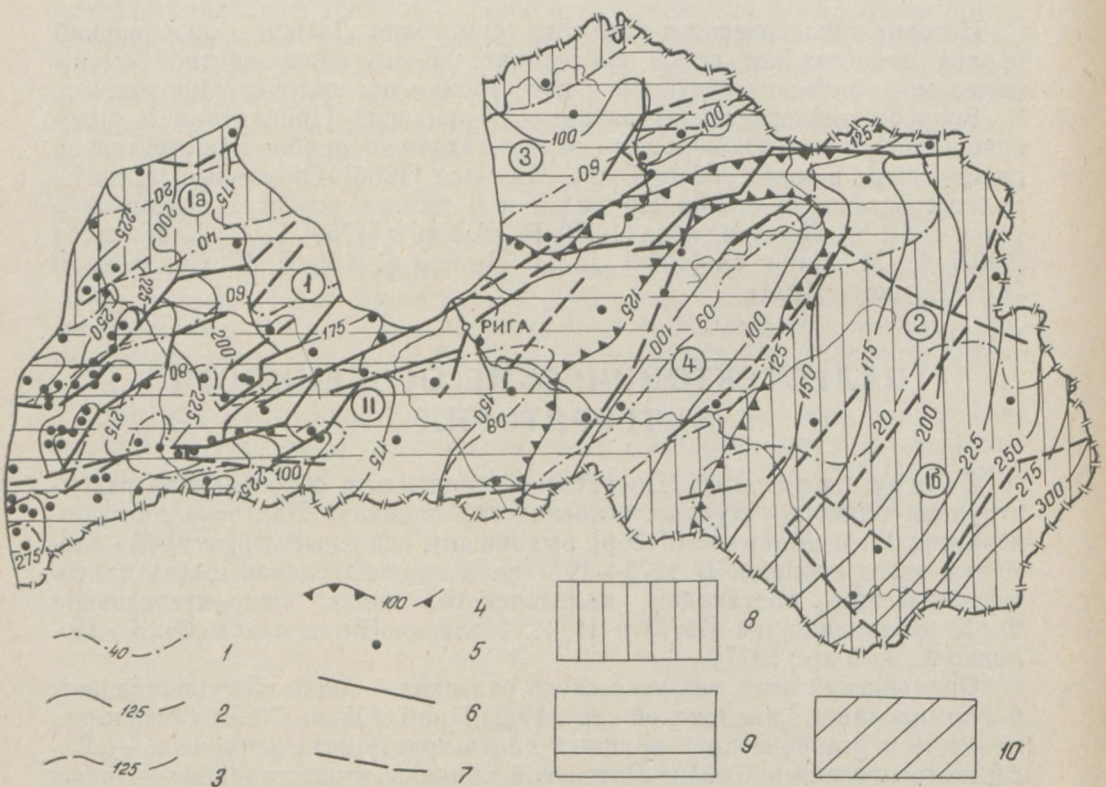


Рис. 55. Палеотектоническая схема раннего ордовика (к началу среднего).

Ia — южный склон Готландского поднятия; *Iб* — северо-западный склон Белорусско-Мазурской антеклизы; *II* — Елгавский прогиб. Структурные формы в рельефе фундамента: *1* — Центрально-Балтийская депрессия; *2* — Восточно-Прибалтийская депрессия; *3* — Северный Прибалтийский выступ; *4* — отрог Южного Прибалтийского выступа.

Условные обозначения к палеотектоническим схемам (рис. 55—57).

1 — изопахиты нижнего, среднего и верхнего ордовика; *2* — изогипсы рельефа фундамента (суммарная мощность платформенного чехла, включая мощность рассматриваемого отдела); *3* — предполагаемые изогипсы рельефа фундамента; *4* — изогипса, принятая в качестве границы структурных форм фундамента; *5* — скважина, вскрывшая осадочный чехол до фундамента; *6* — достоверные разрывные нарушения; *7* — предполагаемые разрывные нарушения; *8* — область относительного воздымания земной коры — поднятие; *9* — область интенсивного прогибания земной коры (прогиб или впадина); *10* — области относительного прогибания (склоны прогибов и седловины).

ственных ордовику. К данному времени относится заложение крупного структурного элемента — Елгавского прогиба — зоны максимального для Прибалтики этого периода погружения земной коры (рис. 55).

В раннем тремадоке, который, возможно, представлял собой самостоятельную стадию или этап в тектоническом развитии Прибалтики, территория Латвии была относительно приподнятой областью с особым характером тектонических движений. Небольшое опускание земной коры в пакерортское время зафиксировано в северо-восточных районах республики.

Палеоструктурный план. Раннеордовикский этап характеризовался прогибанием всей территории Латвии, однако интенсивность и характер проявления тектонических движений были различными. На рассматриваемой площади выделялись: 1) область устойчивого, непрерывного прогибания; 2) области с неустойчивым характером погружения, испытывавшие движения с разными знаками.

К области устойчивого прогибания относился Елгавский прогиб, охватывавший юго-западные, центральные и северо-восточные районы республики. Юго-западный склон прогиба находился в Северной Литве. На западе прогиб замыкался на территории современного Балтийского моря, а на северо-востоке, особенно в начальный период существования, открывался в сторону Московской синеклизы. Ось этой структуры была наклонена к юго-западу и проходила вначале в субширотном направлении по линии Приекуле—Блидене—Кроньауце—Балдоне, а затем более круто поворачивала к северо-востоку в направлении Цесис—Выру. Очертания прогиба и его ориентировка совпадали с направлениями разрывных нарушений в фундаменте. К ним относились Кулдигский, Усмаский, Талсинский и Сабильский разломы на северо-западе, Слокско-Цесисский — на северо-востоке и Гулбенский — на юго-востоке. Центральной части прогиба в фундаменте соответствовали Дурбеский и Кандавские разломы на западе, Добельско-Бабитский — в центральной части, Смилтенско-Апский — на северо-востоке и Эрглинский — на юго-востоке. Наиболее погруженная часть прогиба отвечала Лиепайско-Салдусской и Добельской системам разрывных нарушений фундамента*.

Заложение Елгавского прогиба произошло в ceратопигевое время позднего тремадока, когда по системе Рижско-Псковских разломов образовался узкий грабенообразный желоб, выполненный относительно глубоководными глинистыми красно- и сероцветными отложениями небольшой (около 10 м) мощности. Погружение земной коры в этой структуре в отдельные моменты скорее всего не было компенсировано накоплением осадков. Районы Латвии и всей Прибалтики, окружающие прогиб, были приподнятыми.

Непрерывное устойчивое опускание территории Елгавского прогиба продолжалось до конца кундаского времени середины лланвирна. В прогибе и на его склонах в раннем ордовике протекало образование преимущественно красноцветной карбонатно-глинистой субформации, мощность которой достигала 100 м.

На северо-западе и севере республики, с одной стороны, и на юго-востоке — с другой располагались две области с неустойчивым режимом прогибания; моменты слабого опускания в них чередовались с частыми

* Положение разрывных нарушений и их названия заимствованы из раздела «Тектоника» книги «Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии» [1979].

кратковременными поднятиями. Северная область представляла собой южный склон Готландского (Ирбенского) поднятия [Мянниль Р. М., 1966; Волколаков Ф. К., Поливко И. А. и др., 1977], существовавшего в раннем ордовике в пределах Балтийского моря и Юго-Западной Эстонии. Область характеризовалась слабым прерывистым погружением и накоплением маломощной (20—40 м) красноцветной субформации.

Юго-Восточная область была северо-западным склоном Белорусско-Мазурской антеклизы. Этот участок земной коры в каледонском цикле тектогенеза испытывал неоднократную инверсию в своем развитии. Интенсивное раннекембрийское погружение сменилось в раннеордовикскую эпоху тенденцией к воздыманию, выразившейся в частой смене движений противоположного знака. В рассматриваемой области шло прерывистое накопление красно- и сероцветной карбонатной субформации небольшой (20—40 м) мощности.

Палеорельеф фундамента. К началу ордовикского периода в рельефе фундамента, по данным Ф. К. Волколакова и И. А. Поливко, существовали крупные структурные формы: Центрально-Балтийская и Восточно-Прибалтийская депрессии и разделяющий их Прибалтийский свод. Эти структуры меридионального простирания заложились, по мнению упомянутых исследователей, в байкальском цикле тектогенеза. Уже к началу ордовика они были осложнены разрывными нарушениями и локальными структурами — поднятиями и прогибами субмеридионального направления. С полной уверенностью можно говорить о существовании в Центрально-Балтийской депрессии на территории Латвии Кулдигского, Дурбеского, Лиепайско-Салдусского и Пилтенского, Бернатского и Южно-Кандавского поднятий. Юго-восточные склоны названных структур были осложнены разрывными нарушениями. Отчетливо выделяются Лиепайская, Приекульская впадины и Скрундский прогиб [Тектоническая терминология Белоруссии и Прибалтики, 1978]. На западном склоне Восточно-Прибалтийской депрессии находились Виеситский, Вилянский, Даугавпилсский и Резнасский разломы субмеридионального направления и субширотное Карсавское разрывное нарушение.

В раннем ордовике произошло некоторое изменение в размерах и очертаниях Центрально-Балтийской депрессии и Прибалтийского свода. Упомянутая депрессия к концу этапа несколько расширилась за счет опускания западной части Прибалтийского свода. Последний расчленился на два выступа: Северный Прибалтийский и Южный Прибалтийский. В результате сочленение Центрально-Балтийской и Восточно-Прибалтийской депрессий осуществлялось, вероятно, посредством седловины, расположенной на широте г. Смилтене. Слабая буровая изученность этого района не позволяет судить о размерах и положении седловины.

Северный Прибалтийский выступ находился в Южной Эстонии и распространялся в Северную Латвию только своей южной частью. Его южная граница проходила примерно по линии Бирини—Цесис—Матси. Западная и юго-западная границы располагались на территории Рижского залива.

Южный Прибалтийский выступ существовал на территории Литвы; в Латвию он распространялся своим северным отрогом в форме субмеридионального Эрглинского вала, разграничивавшего Центрально-Балтийскую и Восточно-Прибалтийскую депрессии. Склоны вала были осложнены Эрглинским и Гулбенским разрывными нарушениями, оказы-

вавшими, по-видимому, определяющее влияние на ориентировку этого элемента, представлявшего собой прообраз Эрглинского поднятия.

О характере развития Восточно-Прибалтийской впадины на данной стадии изученности говорить трудно.

СРЕДНЕОРДОВИКСКИЙ ЭТАП

Новая перестройка плана тектонических движений произошла в середине лланвирнского века в азериское время среднеордовикской эпохи. Существенная особенность этого тектонического этапа состоит в равномерном и устойчивом, хотя и относительно слабом прогибании большей части территории Латвии в первой половине этапа и формировании нового палеоструктурного элемента — Средне-Литовского прогиба — во второй* (рис. 56).

Палеоструктурный план. На протяжении большей части этапа почти вся территория республики (кроме юго-востока) испытывала небольшое, но равномерное опускание, в результате которого образовывалась сероцветная глинисто-карбонатная формация, представленная парагенезисом детритовых известняков и мергелей небольшой, но выдержанной мощности (50—65 м). Лишь во второй половине этапа, в оандуское и раквереское время, эта территория подвергалась относительно

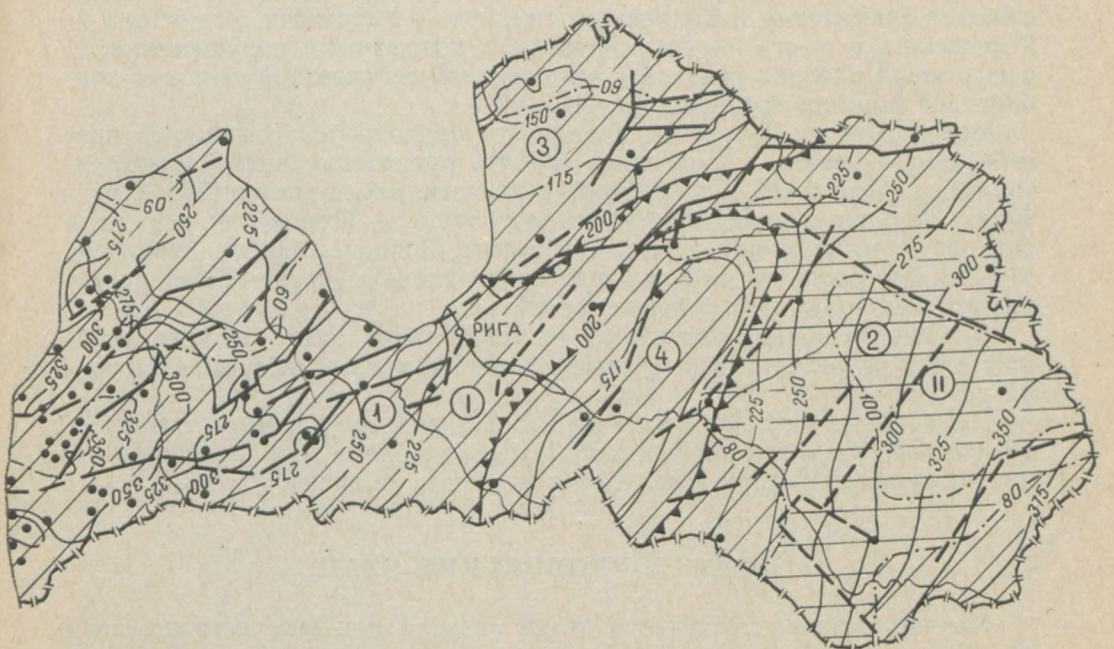


Рис. 56. Палеотектоническая схема среднего ордовика (к началу позднего).

I — Елгавский прогиб и его склоны; *II* — Средне-Литовская впадина. Структурные формы в рельефе фундамента: *1* — Центрально-Балтийская депрессия; *2* — Восточно-Прибалтийская депрессия; *3* — Северный Прибалтийский выступ; *4* — отрог Южного Прибалтийского выступа.

* Изометрическая форма этой палеоструктуры позволяет рассматривать ее как впадину.

короткому интенсивному прогибанию, определившему накопление черных граптолитовых глубоководных и относительно глубоководных илов. Возможно, что прогибание земной коры не было компенсировано осадконакоплением.

Существование Елгавского прогиба в палеоструктуре среднего ордовика не выявляется при анализе мощностей, но подтверждается закономерностями распределения литолого-фациальных зон среднего ордовика, унаследованными от раннеордовикской эпохи.

В Восточной Латвии в лландейловском веке в результате инверсии происходило более интенсивное, чем на остальной территории республики, погружение, связанное с формированием новой отрицательной палеоструктуры — Средне-Литовской впадины. Эта впадина оказала существенное влияние на процессы осадконакопления. Она являлась областью длительного, почти непрерывного прогибания в течение двух тектонических этапов ордовика, хотя в отдельные моменты, например на рубеже среднего и позднего ордовика, испытывала кратковременное поднятие. В начальную фазу своего становления впадина целиком располагалась на территории Латвии и лишь позднее, в карадокском веке, распространилась и на территорию Литвы. Первоначально форма впадины была неправильной изометричной, с севера и запада контролировавшейся Карсавским и Гулбенским разломами. В карадоке произошло смещение ее центральной части в юго-восточном направлении в районы Резекне, Малта, Лудза. Здесь она отвечала блоку фундамента, ограниченному с запада Виеситским и Вилянским, с севера — Карсавским, с востока — Резнасским, а с юга — Даугавпилсским разрывными нарушениями. К концу этапа впадина оказалась выполненной сероцветной глинисто-карбонатной формацией мощностью 80—100 м.

Между Средне-Литовской впадиной и территорией Елгавского прогиба скорее всего располагалась область проявления нисходящих тектонических движений меньшей интенсивности, чем в упомянутых структурах. Эта относительно приподнятая область — Мадонская седловина располагалась примерно в районах Виесите, Плявиняс, Нагли, Аташиене, Мадона и в среднем ордовике характеризовалась развитием более мелководных, чем в соседних районах, фаций.

В конце среднеордовикского тектонического этапа в набалаское время вся территория Балтоскандии испытывала кратковременное поднятие.

Палеорельеф фундамента. На рассматриваемом этапе тектонического развития территории Латвии существенного изменения облика структурных форм в рельефе фундамента не произошло.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЙ ЭТАП

Начало позднеордовикского этапа связано с новым региональным погружением территории Прибалтики в вормсиское время. Этот довольно сложный этап в становлении тектонической структуры Латвии характеризовался дифференцированными движениями земной коры, частой сменой их знака и интенсивности, что особенно ярко проявилось во второй половине этапа, начиная с середины пиргуского времени. В начале этапа отмечалась некоторая унаследованность в распределении тектонических движений и их характере (рис. 57).

Палеоструктурный план. В позднем ордовике на территории Латвии выделялись области с различным режимом проявления тектонических движений: 1) область относительно устойчивого, почти непрерывного прогибания; 2) область с неустойчивым прогибанием; 3) области относительного поднятия. К последним принадлежат северо-западные и северные районы республики, расположенные на южном склоне Готландского поднятия, которое в середине ашгиллского века вновь испытало быстрое воздымание.

Южнее Готландского поднятия активизировался Елгавский прогиб, ставший в позднем ордовике областью с неустойчивым, особенно в конце этапа, режимом погружения. Смена знака движений происходила в середине пиргуского, начале и середине поркуниского времени. Очертания прогиба по сравнению с очертаниями в раннем ордовике стали более расплывчатыми и неопределенными, а районы максимального погружения сместились из района г. Салдус в северо-восточном направлении в районы Балдоне, Тауркалне, Цесис.

К области более или менее устойчивого, почти непрерывного прогибания принадлежала Средне-Литовская впадина. Эта структура, возникшая в среднем ордовике, в конце позднего несколько сократилась в размерах и отчасти потеряла свою изометрическую форму: приобрела очертания, в какой-то мере вытянутые с юго-запада на северо-восток.

Между Елгавским прогибом и Средне-Литовской впадиной по-преж-

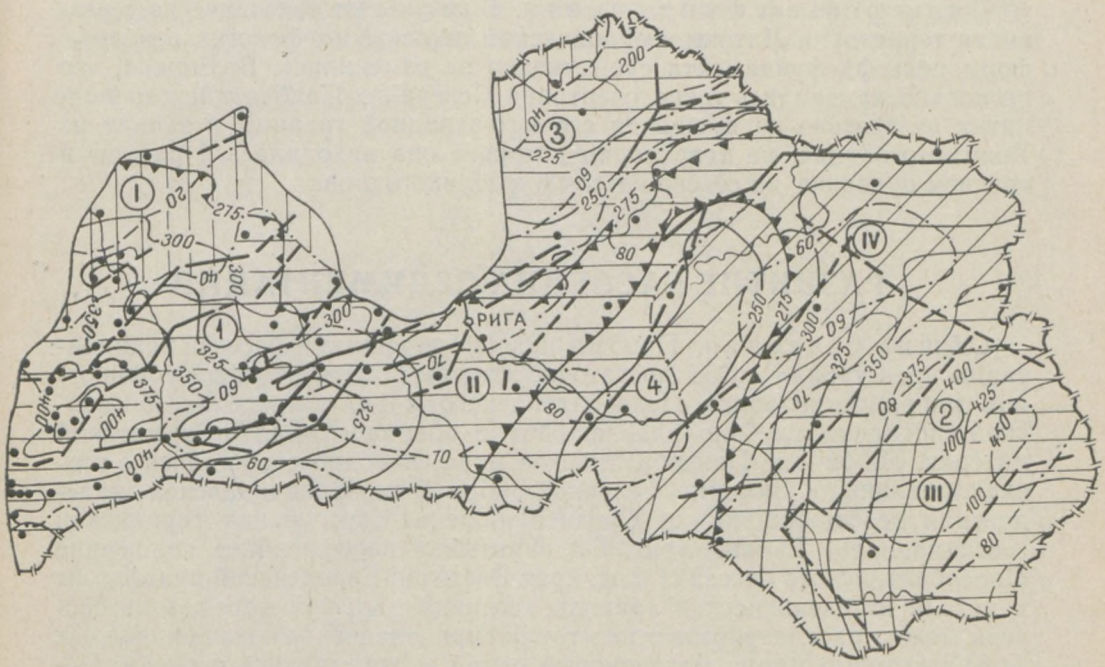


Рис. 57. Палеотектоническая схема позднего ордовика (к началу силурийского периода).

I — южный склон Готландского поднятия; *II* — Елгавский прогиб; *III* — Средне-Литовская впадина; *IV* — Мадонская седловина. Структурные формы в рельефе фундамента: *1* — Центрально-Балтийская депрессия; *2* — Восточно-Прибалтийская депрессия; *3* — Северный Прибалтийский выступ; *4* — отрог Южного Прибалтийского выступа.

нему располагалась область с меньшей интенсивностью прогибания, чем в упомянутых структурах, — Мадонская седловина, разделявшая упомянутые палеоструктурные элементы.

Палеоструктурный план конца позднего ордовика несколько приблизился к плану размещения поднятий и впадин в рельефе фундамента, хотя их контуры и ориентировка не совпадали. Так, южный склон Готландского поднятия соответствует южной оконечности Северного Прибалтийского выступа. Средне-Литовская впадина расположена в Восточно-Прибалтийской депрессии, Елгавский прогиб — в Центрально-Балтийской. Эрглинскому субмеридиональному валу отвечает Мадонская седловина, разделяющая Елгавский прогиб и Средне-Литовскую впадину.

Некоторое изменение плана тектонических движений в позднем ордовике произошло в середине пиргуского и начале поркуниского времени, а также в конце этапа. К этим моментам приурочена и смена знака движений.

В первую половину этапа в Елгавском прогибе и окружающих его приподнятых областях происходило образование серо- и красноцветной карбонатно-глинистой субформации, во вторую — формировалась сероцветная карбонатная субформация. Максимальная мощность отложений не превышала 80 м. В пределах Средне-Литовской впадины формировалась толща сероцветных отложений, принадлежащих глинисто-карбонатной и биогермной субформациям общей мощностью больше 100 м.

Палеорельеф фундамента. В результате тектонического развития территории Латвии в ордовикском периоде морфология основных форм рельефа фундамента существенно не изменилась. Возможно, что несколько изменились лишь очертания Северного Прибалтийского поднятия вследствие перемещения его юго-западной границы к западу из Рижского залива, на территории которого она находилась в раннем и среднем ордовике, на северо-восток Курземского п-ова.

РАЗВИТИЕ БАССЕЙНА СЕДИМЕНТАЦИИ

Общие сведения. Прибалтийский ордовикский бассейн седиментации представлял собой достаточно крупный, вытянутый в субширотном направлении залив Палеобалтийского моря, в пределах Московской синеклизы глубоко вдававшийся в обширный Балто-Сарматский материк. На западе Палеобалтийское море свободно сообщалось с геосинклинальными морями Северной (Британско-Скандинавская каледонская геосинклиналь) и Средней (Средне-Европейская герцинская геосинклиналь) Европы (рис. 58). Учитывая периферийное положение Палеобалтийского бассейна близ края Восточно-Европейской платформы и исходя из океанической природы геосинклинальных морей, этот бассейн можно рассматривать в категории периконтинентальных окраинных морей, которые имели материковый склон и открывались в океан. Подобный вывод о характере Палеобалтийского моря в силуре сделали Х. Э. Нестор и Р. Э. Эйнасто [1977].

Заливообразный характер Прибалтийского ордовикского бассейна, расположенного на платформе, обусловил специфику гидродинамического режима, выразившуюся в ослабленном волнении моря, и определил

его относительную мелководность, особенно по периферии залива. На территории Латвии (в пределах Елгавского прогиба) располагались наиболее глубоководные участки моря.

Материк, окружавший залив с трех сторон, на юге и востоке характеризовался низким рельефом и был сложен терригенными породами кембрия. На севере, в пределах Балтийского щита, по данным Б. С. Соколова и Н. С. Крылова [1974], существовала холмистая равнина, нагорья и плато. Снос терригенного материала осуществлялся с окружающего Балто-Сарматского материка и мог происходить с островных поднятий геосинклинальных областей, находившихся севернее и юго-западнее Палеобалтийского бассейна.

В отношении климатических условий, присущих рассматриваемой территории в ордовикский период, нет единого мнения. Н. Спьелднис [Spieldnaes N., 1961] высказал мнение об умеренном характере климата. Такой же точки зрения исходя из биогенного происхождения основной массы карбонатного материала и незначительной доли химически осажденного известняка придерживается В. Яануссон [Jaanusson V., 1973]. Последний допускает возможность потепления климата в конце ордовика, когда происходило образование оолитовых известняков «багамского» типа. Е. М. Лашков и П. П. Лапинскас предполагают господство в ордовике, особенно в конце периода, жаркого климата.

Различный режим тектонических движений, изменение их знака и интенсивности в большинстве случаев являлись первопричиной дифференциации бассейна по глубинам, которые, в свою очередь, определяли специфику фациальных условий осадконакопления.

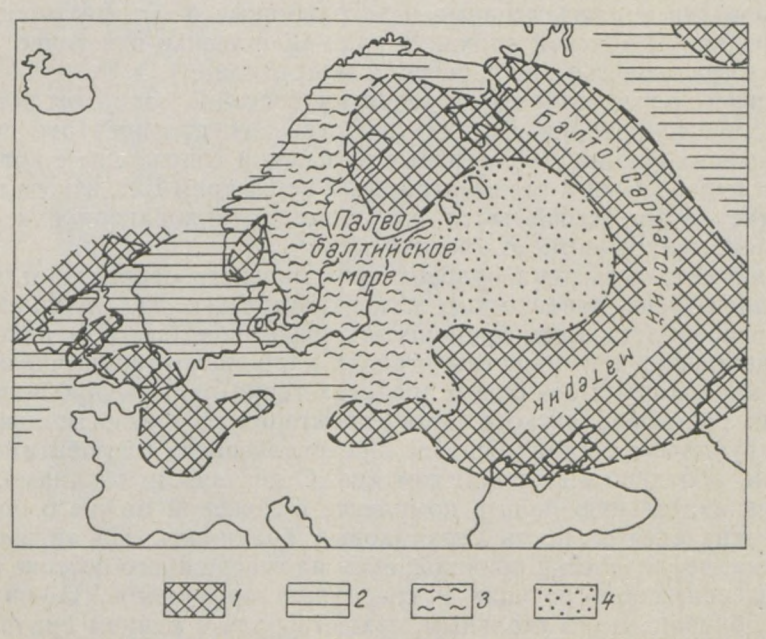


Рис. 58. Палеогеографическая схема Европы в раннем карадоке, по Р. М. Мяннилю [1966], с дополнениями.

1 — суша; *2* — геосинклинальные моря; *3* — периконтинентальное море; *4* — эпиконтинентальное море.

В развитии ордовикского морского бассейна в Прибалтике прослеживаются три разных по продолжительности цикла, каждый из которых начинается трансгрессией моря и завершается полной или частичной, хотя и существенной, его регрессией. Первый цикл отвечает раннему тремадоку, второй, самый продолжительный, начинается в позднем тремадоке и заканчивается в конце среднего ордовика, а третий соответствует длительности позднеордовикской эпохи.

Морской ордовикский бассейн населяла богатая и довольно разнообразная фауна, особенно полно представленная в мелководных участках моря. Подробный анализ изменения по площади и развития во времени группового, родового и видового состава обитателей моря в ордовике Прибалтики выполнен Р. М. Мяннилем [1966].

РАННЕОРДОВИКСКАЯ ЭПОХА

Развитие морского бассейна в раннеордовикскую эпоху имело трансгрессивную направленность. В начале эпохи на территории Прибалтики произошла кратковременная раннетремадокская трансгрессия и последующая регрессия моря с территории Латвии, образовавшие первый короткий цикл в эволюции морского бассейна республики.

Новая, постепенно развивающаяся трансгрессия моря, ознаменовавшая начало длительного второго цикла, отмечалась в позднем тремадоке. Начиная с этого времени на территории Латвии в наиболее погруженных участках земной коры непрерывно осуществлялся процесс морского осадконакопления. Этот морской бассейн просуществовал, испытывая в своем развитии трансгрессивные и регрессивные фазы (пульсации), до конца среднеордовикской эпохи. В раннем ордовике отчетливо прослеживаются три трансгрессивно-регрессивные стадии.

Трансгрессивные моменты в развитии бассейна сопровождались появлением на территории Латвии (в Елгавском прогибе) относительно глубоководных фаций. Регрессивные пульсации сопряжены с кратковременными перерывами в седиментации по периферии Елгавского прогиба и развитием в его осевой части, где процесс осадконакопления был непрерывным, мелководных отложений.

Латвийская часть раннеордовикского морского бассейна отличалась резкой дифференцированностью и контрастностью по глубинам моря. Вторая особенность этого времени заключается в быстром накоплении преимущественно красноцветных тонких карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных осадков в пределах территории республики.

Фауна раннеордовикского моря характеризуется относительной бедностью группового состава бентоса, представленного трилобитами и остракодами, обитавшими на илистом дне. С песчаными осадками, игравшими незначительную роль в комплексе отложений нижнего ордовика, связана жизнедеятельность беззамковых брахиопод. На твердом субстрате дна, периодически появлявшемся на севере и юго-востоке Латвии, возникли популяции роющих и сверлящих организмов. По-видимому, условия, близкие к оптимальным, существовали в раннем ордовике для быстро эволюционировавшей группы трилобитов. Пелагическая фауна раннеордовикского моря представлена обильными конодонтоносителями, в отдельные моменты — граптолитами и в кундаское время — наутилоидеями.

Пакерортское время. В самом начале раннеордовикской эпохи на всей территории Латвии существовали континентальные условия, сменившиеся в раннем тремадоке морскими в результате кратковременной пакерортской трансгрессии моря, которая захватила почти всю рассматриваемую территорию, кроме ее северо-западных районов. Здесь (нас. п. Овиши и Колка) в это время находилась южная оконечность «Готландской суши», охватывавшей, по мнению Р. М. Мянниля [1966], обширную площадь на территории Балтийского моря к северо-востоку от Курземского п-ова и продолжавшейся в Среднюю Швецию. На северо-востоке суша, вероятно, соединялась с Балто-Сарматским материком, окружавшим Прибалтийский залив с севера, востока и юго-востока.

Пакерортская трансгрессия моря привела к прерывистому накоплению на большей части республики песчаных осадков и галечного материала в прибрежных и очень мелководных условиях. Процесс накопления нередко прерывался и сменялся размывом ранее образовавшихся осадков.

Осадконакопление в пакерортское время было непродолжительным. Уже во второй половине этого времени море покинуло территорию большей части Латвии. Процесс седиментации продолжал осуществляться лишь на северо-востоке (районы Стайцеле, Стренчи, Алуксне, Балтинава, Лудза). Здесь в мелководных, возможно лагунных, условиях в спокойной гидродинамической обстановке формировались глинистые и песчано-алевритовые илы. В конце пакерортского времени вся территория республики испытала поднятие, море отступило из ее пределов и началась денудация пакерортских осадков.

Цератопигевое время. В позднем тремадоке начался новый цикл в развитии морского бассейна, который сопровождался изменением характера осадков и мощностей.

Смена режима тектонических движений и перестройка палеоструктурного плана на рубеже раннего и позднего тремадока привели к новой продолжительной трансгрессии. Опускание земной коры в начале цератопигевого времени на юго-западе Латвии по системе Лиепайско-Салдусского и Добельско-Бабитского разломов, расположенных по оси Елгавского прогиба, вызвало проникновение моря на территорию Юго-Западной Латвии из Палеобалтийского морского бассейна, находившегося в это время в пределах Швеции. При этом возникли специфические условия осадконакопления в глубоком узком заливе, со всех сторон окруженном сушей. Здесь в относительно глубоководной обстановке медленно формировались лутриньские темно-серые глинистые илы с глауконитом. Постепенно в погружение оказались втянутыми районы центральной и северо-восточной частей республики, приуроченные к Рижско-Псковской системе разрывных нарушений, и районы, расположенные вдоль Карсавского и Эрглинского разломов на востоке. В связи с этим размеры позднетремадокского залива Палеобалтийского моря на рассматриваемой территории заметно увеличились, а его очертания почти полностью стали соответствовать контурам Елгавского прогиба. Вполне возможно, что в середине цератопигевого времени латвийский морской бассейн представлял собой пролив, соединявший Палеобалтийское море с позднетремадокским морем на территории Московской синеклизы.

В центральной, наиболее глубоководной части пролива по-прежнему накапливались тонкие глинистые илы, скорость седиментации которых могла несколько увеличиваться во время образования красноцветных

осадков. По периферии бассейна на меньших глубинах происходило накопление варангуских песчано-глинистых илов со значительным содержанием глауконита.

В конце ceратопигевого времени размеры бассейна вновь сократились и осадки накапливались лишь в центральной, наиболее глубоководной части бассейна Юго-Западной Латвии. На остальной территории республики в конце тремадокского века господствовали континентальные условия.

Латорпское время. Начало латорпского времени (и аренигского века) ознаменовалось трансгрессивной пульсацией моря, которое из Юго-Западной Латвии постепенно распространилось на всю остальную территорию республики. «Готландская суша», располагавшаяся в начале аренига за пределами республики, но все же в непосредственной близости от ее северо-западных границ, в латорпское время заметно сократилась в размерах за счет опускания ее южной части.

Для латорпского бассейна характерна значительная контрастность морского бассейна по глубинам. На северо-западе, севере, востоке и юго-востоке в районах, отвечавших склонам палеоподнятий, глубины бассейна были небольшими, в прибрежных и очень мелководных условиях шло образование глауконитовых песков, сменившееся к концу латорпского времени формированием на обширных отмелях пяйтеских пестроцветных известково-доломитовых осадков. По мере удаления от береговой линии моря, находившейся за пределами рассматриваемой территории, и приближения к центру бассейна глубина бассейна увеличивалась и в осевой части Елгавского прогиба в Юго-Западной и частично Центральной Латвии достигла максимальных значений. Здесь довольно быстро накапливались относительно глубоководные тонкие, преимущественно красноцветные глинистые осадки. Характер осадков оставался почти неизменным в течение всего латорпского времени. Для конца рассматриваемого отрезка времени, возможно в связи с дальнейшим развитием трансгрессии, характерно некоторое увеличение глубины моря в пределах склонов Елгавского прогиба, где также начинают формироваться относительно глубоководные, преимущественно красновато-коричневые илы. В конце латорпского времени заметно возросла роль в осадках карбонатного материала и в центральных частях бассейна терригенное осадконакопление сменилось карбонатно-терригенным, а по периферии бассейна — даже чисто карбонатным (пяйтеские доломиты).

Волховское время. В волховское время позднего аренига осадконакопление протекало в унаследованном морском бассейне. Небольшой перерыв в процессе седиментации мог иметь место в начале волховского времени в краевых частях латвийского бассейна, на склонах Готландского и Белорусско-Мазурского поднятий. Характер осадконакопления в волховское время несколько изменился — более существенным в седиментации стало карбонатонакопление, что, возможно, было связано с некоторым уменьшением приноса терригенного материала и обмелением моря. Произошло некоторое выравнивание дна моря и сглаживание значительных перепадов глубин, характерных для центральных и периферийных участков бассейна в латорпское время. В наиболее глубоких частях моря (в Елгавском прогибе) формировались красноцветные известково-глинистые илы, а на остальной территории республики, отвечавшей склонам палеоподнятий, накапливались глинисто-известковые

осадки с глауконитом в мелководной обстановке, в условиях значительного движения придонных вод.

В конце волховского времени произошло обмеление моря, весьма существенное в районах Бернаты, Эдоле, Скрунда: образовались карбонатные алеврито-песчаные осадки. В других районах, расположенных на северо-западе, севере и востоке Латвии, в результате кратковременного поднятия территории в конце аренигского века наступили континентальные условия и началась денудация волховских отложений.

Кундаское время. В начале лланвирнского века, в раннекундаское время накопление осадков осуществлялось только на территории Елгавского прогиба, где отмечалась медленная седиментация на значительной глубине сероцветных шакинских карбонатно-глинистых илов. Большие глубины моря могли возникнуть здесь в результате некомпенсированного интенсивного прогибания земной коры в осевой части прогиба.

На северо-западе, севере и востоке Латвии в это время накопления осадков не происходило. В конце раннекундаского и в среднекундаское время наступила новая, третья в раннеордовикской эпохе трансгрессивная пульсация, и море распространилось на всю площадь республики. Повсюду в близкой обстановке накапливались вначале сероцветные, а позднее красноцветные глинисто-известковые осадки. Несколько большие глубины моря и более глинистый состав осадков по-прежнему наблюдались в юго-западных, центральных и северо-восточных районах Латвии. Таким образом, уже в конце кундаского времени началось постепенное выравнивание условий седиментации, что наиболее ярко проявилось в азериское время среднего ордовика.

СРЕДНЕОРДОВИКСКАЯ ЭПОХА

Переход от раннеордовикской эпохи к среднеордовикской ознаменовался почти непрерывной седиментацией. Лишь на северо-западе и, возможно, на юго-востоке могли иметь место кратковременные перерывы в накоплении осадков.

В развитии среднеордовикского морского бассейна прослеживаются две стадии, каждая из которых состояла из трансгрессивной и регрессивной фаз. Первая стадия была приурочена к концу лланвирнского и лландейловскому веку и выражена слабо, так как морской бассейн в это время характеризовался относительной стабилизацией в своем развитии, заключавшейся в сохранении в ласнамягиское, ухакуское и кукрузеское время близких условий осадконакопления. Вторая, трансгрессивно-регрессивная стадия полностью отвечала карадокскому веку.

Весьма примечательной для неглубокого моря этой эпохи является выраженность не только во времени, но и по площади однотипных условий седиментации, которые определили образование на всей территории Латвии пород, сходных по составу и структурно-текстурным признакам. Особенность осадконакопления в среднем ордовике заключается в значительной роли в осадках органогенного детрита, который в ряде случаев становится породообразующим компонентом. Это обстоятельство связано с пышным расцветом в бассейне бентосной фауны, достигшим максимума в лландейловском веке.

Несмотря на отмеченные выше сравнительно близкие условия седиментации в среднем ордовике на территории Латвии, фауна Западной

и Восточной структурно-фациальных зон существенно различалась по характеру и составу [Мянниль Р. М., 1967]. Наиболее благоприятные для жизнедеятельности донных организмов условия существовали в бассейне на юго-востоке Латвии, где на илистом и полуилистом дне обитали брахиоподы, мшанки, иглокожие, остракоды и в меньшей степени — трилобиты. Роль последних значительно возросла, а мшанок, брахиопод и иглокожих уменьшилась в западных и центральных участках моря. Среди пелагических организмов в среднеордовикском бассейне заметное место занимали хитинозои, тогда как количество конодонтоносителей несколько сократилось. Граптолиты сравнительно редки, их количество резко увеличилось в середине рассматриваемой эпохи, в моменты углубления моря.

Азериское время. Осадконакопление в азериское время осуществлялось в бассейне, унаследованном от кундаского времени. В этот период на всей рассматриваемой территории господствовали близкие условия накопления осадков. Почти повсеместно на умеренных глубинах образовывались красноцветные известковые осадки. Возможно, что в азериское время произошло некоторое обмеление моря.

Ласнамягиское время. Это время, знаменующее конец лланвирнского века, на территории Латвии характеризуется небольшим углублением моря, что связано с новой трансгрессивной пульсацией. Если в самом начале ласнамягиского времени условия седиментации были близкими к существовавшим в азериское время, то в конце характер осадконакопления постепенно менялся — почти всюду красноцветные илы сменялись сероцветными. Заметную роль в осадке начал играть органический детрит. Обстановка осадконакопления, как и в азериское время, сохранялась довольно выдержанной на всей территории республики, хотя глубины моря были несколько большими в пределах Елгавского прогиба.

Ухакуское время. Условия седиментации в ухакуское время были близкими к существовавшим в предыдущее время. В начале лландейловского века произошло небольшое обмеление бассейна, связанное с регрессивной фазой в развитии морского бассейна. На северо-западе Латвии глубины моря были наименьшими, и здесь образовывались довольно мелководные органогенно-детритовые осадки с включениями гётита. Другая относительно мелководная область моря существовала в районах Акнисте, Аташиене и Мадона, где происходило образование сероцветных глинисто-известковых осадков с псевдооолитами гётита. Бóльшие глубины моря, вероятно, были присущи Юго-Западной, Центральной и Северо-Восточной Латвии (Елгавский прогиб) и районам крайнего юго-востока республики, в которых в мелководных условиях накапливались глинистые и органогенно-детритовые осадки более глубоководного облика, чем в соседних районах.

Кукрузеское время. В это время в позднем лландейло продолжалось постепенное обмеление бассейна, начавшееся в ухакуское время. Характер осадков, сформировавшихся в кукрузеское время, и распределение глубин в морском бассейне были близкими к ухакуским. Можно отметить некоторое увеличение в размерах области мелкой части моря на склоне Готландского поднятия. Небольшие глубины моря, хорошая освещенность дна бассейна и его аэрация способствовали жизнедеятельности донных организмов, количество которых в лландейловском веке заметно возросло и достигло максимума.

Идавереское, йыхвиское, кейлаское время. В начале карадокского века, в идавереское, йыхвиское и кейлаское время наступила новая трансгрессивная фаза в развитии морского бассейна, выразившаяся в постепенном углублении моря на территории Латвии и определившая изменение условий седиментации.

Наименьшие глубины моря существовали в идавереское и йыхвиское время в северо-западных районах республики, где накапливались преимущественно органогенно-детритовые известковистые осадки. На остальной территории шло образование глинисто-известковистых осадков с органическим детритом и целыми раковинами брахиопод. В кейлаское время на всей территории накапливались известково-глинистые илы с высоким содержанием органического детрита и целыми раковинами организмов.

Наиболее глубоководная область моря в пределах Латвии располагалась на юго-западе республики и в ее центральных районах, отвечавших в палеотектоническом отношении Елгавскому прогибу. Характерная особенность рассматриваемого времени — периодическое поступление в морской бассейн продуктов вулканической деятельности из близлежащих геосинклинальных областей и формирование метабентонитовых прослоек.

Оандуское время. Это время отвечает максимальному развитию карадокской трансгрессивной пульсации и характеризуется наибольшими глубинами морского бассейна на территории Латвии в ордовикском периоде. Наибольшие глубины моря существовали в западных (особенно юго-западных) и центральных районах республики. Возможно, что значительное и быстрое прогибание земной коры в Елгавском прогибе и прилегающих районах не было компенсировано накоплением осадков. Последнее происходило в замедленном темпе. Вследствие этого в областях интенсивного погружения земной коры глубина бассейна постепенно возрастала. Медленная седиментация создала возможность концентрации рассеянного органического вещества в осадках и способствовала формированию в спокойных застойных условиях на большой глубине темных органогенных илов с пиритовыми включениями.

На юго-востоке Латвии глубины моря были меньшими, а скорость осадконакопления значительно выше, чем в Елгавском прогибе. Здесь существовали условия для накопления в мелководной обстановке карбонатно-глинистых илов, содержащих органический детрит.

Раквереское время. Начиная с этого времени происходило постепенное обмеление морского бассейна на территории республики. Относительно глубоководные условия в раквереское время сохранились в Юго-Западной и Центральной Латвии, где образовывались карбонатно-глинистые илы. Меньшие глубины моря существовали в Северо-Западной, Северной, Восточной Латвии. В этих районах накапливались илы с повышенным содержанием карбонатного материала. На юго-востоке территории располагалась область максимальной седиментации осадков преимущественно карбонатного состава, содержащих органический детрит, пирит и глауконит. По-видимому, в этой части море было неглубоким, с изменчивым гидродинамическим режимом.

Набалаское время. Регрессивная фаза в развитии моря, начавшаяся в раквереское время, продолжалась и в набалаское и привела к сильному обмелению морского бассейна, а также к осушению отдельных

участков территории в Западной и Северной Латвии в конце ранненабалаского времени.

Мелководный морской бассейн характеризовался значительным разнообразием условий осадконакопления. В первую половину рассматриваемого отрезка времени наиболее мелководные участки моря находились в северо-западной и центральной частях Латвии, в которых происходило накопление то детритово-известковых осадков, содержащих глауконит, то очень светлых тонких известковых осадков, давших начало светлым афанитовым известнякам. Некоторые исследователи [Лапинскас П. П., 1967; Пылма Л. Я., 1975] генезис последних связывают с разложением водорослей. Существует мнение о полифациальном происхождении этих известняков [Кальо Д. Л., Юргенсон Э. А., 1977]. В настоящее время представляется несомненной их приуроченность к мелководным обстановкам регрессирующего морского бассейна или начальным стадиям развития морских трансгрессий. Несколько глубже море было в юго-западных и юго-восточных районах Латвии, где образовывались известково-глинистые илы, содержащие органический детрит.

В конце ранненабалаского времени, совпадающего с концом среднеордовикской эпохи, произошло кратковременное поднятие территории и начался размыв ранее сформировавшихся осадков.

Новое (незначительное и неповсеместное) опускание земной коры в поздненабалаское время в начале позднеордовикской эпохи привело к спорадическому накоплению светлых тонких известковых осадков, из которых возникли афанитовые известняки сауньяской пачки воореской свиты.

В конце набалаского времени регрессия моря завершилась полным, хотя и непродолжительным осушением рассматриваемой территории.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКАЯ ЭПОХА

История развития морского бассейна в позднеордовикскую эпоху представляется достаточно сложной. Она началась трансгрессией, которая быстро распространилась на всю территорию республики, и завершилась в конце ордовикского периода полной или почти полной (море, возможно, сохранилось на ограниченной площади в Северной Латвии) регрессией. Этот самостоятельный цикл в эволюции ордовикского бассейна характеризуется тремя (или даже четырьмя в зависимости от способа корреляции отдельных свит верхнего ордовика) трансгрессивно-регрессивными стадиями.

Топография дна позднеордовикского моря в какой-то мере повторяла таковую в раннем ордовике и отличалась существованием участков моря, резко различных по глубине и фациальным условиям. Более глубокие области по-прежнему находились в пределах Елгавского прогиба. Средне-Литовская впадина, хотя и представляла собой область интенсивного прогибания земной коры, вследствие компенсированного осадконакопления характеризовалась небольшими глубинами.

На территории Латвии в позднем ордовике происходило накопление разнообразных по составу и генезису осадков и их частая смена во времени. Они представлены темно-серыми и черными органогенными илами, красно- и сероцветными известковыми и известково-глинистыми осадками, светлыми тонкими известковистыми илами, биоморфно- и детри-

то-известковыми осадками, органогенными постройками типа биогермов и биостромов, оолитовыми известковыми и песчано-известковыми осадками, галечным материалом и другими типами осадков.

Органический мир позднеордовикского моря значительно дифференцирован. В количественном и качественном отношении в Западной и Центральной Латвии, где располагались наиболее глубокие участки моря, он беден. Здесь в начале эпохи на илистых грунтах обитали глубоководные тонкостенные трилобиты небольших размеров, редкие остракоды, беззамковые брахиоподы и илоеды. Пелагическая фауна представлена граптолитами, сравнительно редкими конодонтоносителями и наутилоидеями. В середине эпохи донная фауна (во время накопления чистых известковистых осадков) на этой территории почти совсем исчезла. На востоке в это время в мелководных условиях бурно развивался бентос: брахиоподы, мшанки, иглокожие, дендроидные граптолиты, появились и достигли расцвета кораллы и водоросли. При этом заметно снизилась роль относительно глубоководных групп донной фауны — трилобитов и некоторых родов остракод. Интенсивное прогибание дна и благоприятные условия (освещенность, температура, глубина моря и др.) способствовали возникновению биогермных тел, приуроченных к осевой части Средне-Литовской впадины.

Общее обмеление бассейна и смена палеогеографической ситуации в конце позднего ордовика привели к изменению состава бентосной фауны и мест ее обитания. В западных и центральных участках моря на территории республики развивалась далманитиновая биофация, представленная брахиоподами, иногда образующими банки, трилобитами (рода *Dalmanitina*) и остракодами, обитавшими на илистом субстрате. На востоке Латвии несколько ранее существовала биофация крупных брахиопод (рода *Holorhynchus*), приуроченных к светлым чистым известковистым осадкам.

Вормсиское время. В вормсиское время ашгиллского века произошла третья в ордовикском периоде трансгрессия, которая быстро распространилась на всю площадь республики. В морском бассейне создались условия седиментации, очень близкие к существовавшим в оандуское время. В глубоководных условиях в тех же юго-западных и центральных районах Латвии происходило образование черных глинистых органогенных илов. Как и прежде, скорость накопления осадков была невелика, что способствовало концентрации рассеянного органического вещества в осадках, а спокойный гидродинамический режим определил возникновение застойных условий и сероводородного заражения придонных вод моря. Значительные глубины моря могли возникнуть в связи с некомпенсированным прогибанием земной коры. По периферии глубоководной области моря седиментация осуществлялась на меньших глубинах, но все же в обстановке, близкой к описанной.

Мелководные условия формирования осадков имели место на юго-востоке республики, где накапливались карбонатно-глинистые илы, содержавшие детрит брахиопод, трилобитов, мшанок и иглокожих.

Пиргуское время. В самом начале пиргуского времени, в период накопления красно- и сероцветных карбонатных осадков, отмечалось непродолжительное обмеление морского бассейна, которое вскоре сменилось новым углублением моря в западных, центральных и северо-восточных районах Латвии. Трансгрессивная пульсация сопровождалась образованием в относительно глубоководных условиях на указанной

территории вначале в юнсторпское время красноцветных, а позднее в елгавское — сероцветных известково-глинистых осадков. На юго-востоке существовала очень мелководная, возможно в отдельные моменты прибрежная, обстановка седиментации и происходило интенсивное формирование известковых осадков. Хорошая освещенность, аэрация и другие благоприятные условия способствовали расцвету донной фауны и флоры, особенно жизнедеятельности водорослей, иглокожих и кораллов, образовывавших органогенные постройки типа биогермов.

В период формирования светлых чистых известковистых осадков, положивших начало паровейским известнякам, произошло поднятие территории Латвии, которое вызвало обмеление моря и создало условия осадконакопления, близкие к существовавшим в поздненабалаское (сауньяское) время. Отдельные приподнятые участки на южном склоне Готландского поднятия оказались выше уровня моря и стали представлять собой районы нулевой седиментации. На востоке Латвии на небольших глубинах прерывисто накапливались чистые известковистые осадки с высоким содержанием органического детрита. В отдельные моменты возникали ракушечники.

Паровейская регрессивная пульсация моря в конце пиргуского времени сменилась небольшим углублением моря в пределах Елгавского прогиба во время накопления красно- и сероцветных известково-глинистых куйлиских осадков. На востоке в конце рассматриваемого отрезка времени происходила седиментация чистых карбонатных осадков.

В конце пиргуского и начале поркуниского времени в результате проявления тектонических движений море покинуло если не всю территорию республики, то большую ее часть, включая северные, западные и центральные районы. Лишь на востоке Латвии, где перерыв в осадконакоплении на рубеже пиргуского и поркуниского времени пока не установлен, могли сохраниться морские условия и процесс седиментации был непрерывным.

Поркуниское время. Начало поркуниского времени на преобладающей части территории республики ознаменовалось господством континентальных условий. Лишь на юго-востоке Латвии в мелководной обстановке достаточно интенсивно накапливались тонкие чистые известковистые осадки тауценской свиты. К этой зоне осадконакопления приурочена биофация крупных брахиопод с массивной раковиной рода *Holorhynchus*.

Небольшая перестройка палеоструктурного плана в начале кулдигского времени сопровождалась новой трансгрессивной пульсацией ашгиллского бассейна и проникновением моря в северо-западную (кроме районов Вентспилс, Овиши, Колка), юго-западную, центральную и северо-восточную части республики. Таким образом, территория Елгавского прогиба и южная часть склона Готландского поднятия стали областью накопления очень мелководных кулдигских ракушечников и глинисто-известковистых осадков. К ним приурочена так называемая «далманитиновая» биофация. Ограниченная площадь крайнего северо-запада (районы Колка, Овиши, Вентспилс), представлявшая собой в палеотектоническом отношении часть Готландского поднятия, оказалась сушей, и в ее пределах седиментации не наблюдалось.

Юго-Восточная Латвия в кулдигское время также была областью нулевой седиментации. В конце кулдигского и начале салдусского времени на территории республики, по-видимому, имело место очень кратко-

временное поднятие и осушение территории, которое вскоре сменилось небольшим по амплитуде и непродолжительным по времени погружением области Елгавского прогиба и прилегающих к нему районов склона Готландского поднятия и Мадонской седловины. В Северо-Западной Латвии, на склоне Готландского поднятия, на обширной прибрежной отмели интенсивно образовывались своеобразные оолитовые осадки карбонатного состава, давшие начало пилтенским известнякам. Южнее, в Елгавском прогибе, в крайне мелководной, часто изменчивой, в отдельные моменты лагунной обстановке накапливались тонкослоистые песчано-алеврито-глинисто-известковые осадки с невысоким содержанием карбонатных оолитов. В отдельных районах в них отчетливо фиксируются знаки ряби и трещины усыхания.

Восточнее, на площади, соответствующей Мадонской седловине, в поркуниское время отмечалось прерывистое накопление и последующий размыв отложившихся осадков, в результате чего здесь сформировались конгломераты карбонатного состава. Территория Юго-Восточной Латвии в конце поркуниского времени представляла собой приподнятую область ограниченного осадконакопления.

Поднятие значительной части Латвии на рубеже ордовикского и силурийского периодов привело к тому, что море покинуло большую часть рассматриваемой территории. Морские условия в начале силура могли существовать лишь в пределах северных районов республики, где зафиксированы наиболее полные разрезы силурийской системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетние направленные исследования ордовикских отложений Латвии, начатые в 1963 г. Р. М. Мяннилем и продолжаемые авторами настоящей монографии в тесном содружестве с эстонскими и литовскими геологами, позволили на современном уровне осветить условия залегания, строение, состав и фаунистические комплексы ордовика республики и восстановить в общих чертах обстановку их формирования. В ходе анализа и обобщения огромного фактического и литературного материала по ордовику Латвии достигнуты определенные результаты.

В разрезах ордовикских отложений выделены и прослежены местные подразделения — свиты и пачки (см. табл. 23), которые представляют собой в разной степени однородные геологические тела, отражают характерные особенности геологического развития районов их распространения и могут быть использованы в практике детальных геологических работ.

Охарактеризованы литологические типы ордовикских отложений Латвии: состав, структурные и текстурные признаки и коллекторские свойства. Выяснено их соотношение в разрезе и по площади. К основным типам пород относятся известняки и мергели. В Западной структурно-фациальной зоне лучшими коллекторскими свойствами обладают карбонатные алевролиты и песчаники волховского горизонта нижнего ордовика, органогенно-детритовые известняки среднего ордовика и оолитовые, органогенно-обломочные и сгустково-комковатые известняки поркуниского горизонта верхнего ордовика. В отдельных районах в названных отложениях зафиксированы нефтегазопроявления, и они классифицируются как перспективные на нефть и газ. В Восточной зоне в качестве потенциальных коллекторов могут рассматриваться коралловые биогермные известняки верхнего ордовика.

В итоге монографического изучения основных групп фауны выявлены особенности площадного и возрастного распространения трилобитов, остракод, граптолитов, отчасти хитинозой и конодонтовых элементов. Установлена их приуроченность к местным стратонам Западной и Восточной структурно-фациальных зон (см. табл. 5, 6; 10—11; 14—16; 18—19; 21—22). Прослежены уровни появления и исчезновения в разрезах и выяснена стратиграфическая валентность разных групп, отдельных родов и видов.

Для стратификации тремадокских и аренигских отложений нижнего ордовика первостепенное значение имеют конодонтовые элементы и граптолиты. Не меньшую роль в подразделении аренигских и лланвирнских отложений играют трилобиты, стратиграфическое значение которых сохраняется и в среднем отделе ордовика, особенно в Западной структурно-фациальной зоне. При расчленении среднего и верхнего ордовика значительно возрастает стратиграфическое значение остракод. Особая роль принадлежит кислотоустойчивым микроостаткам — хитинозоям при подразделении пограничных средне—верхнеордовикских отложений и установлении отдельных коррелятивных уровней широкого географического ареала. В Восточной зоне при стратификации разрезов помимо конодонтовых элементов, трилобитов, остракод и хитинозой могут быть широко использованы брахиоподы, стратиграфическая валентность которых в Западной зоне относительно невелика.

Дополнено палеонтологическое обоснование выделения и прослеживания в ордовике Латвии региональных подразделений Прибалтики — горизонтов благодаря уточнению фаунистических комплексов, известных ранее, и анализу вновь полученных данных о составе органических остатков из ордовикских разрезов Восточной зоны. В число наиболее уверенно прослеживаемых региональных стратонов входят латорпский, волховский, кундаский, азериский, ласнамягиский, ухакуский и кукрузеский горизонты, выделение которых базируется на комплексе ископаемых органических остатков, представленных разными группами.

В ордовике Латвии установлена граптолитовая, трилобитовая, конодонтовая и остракодовая зональность (см. табл. 4, 8, 9, 13, 17), позволившая осуществить прямую корреляцию местных стратонов с разрезами ордовика Литвы, Эстонии, Швеции, Норвегии, Польши и Англии. Особенно четко последовательная смена комплексов граптолитов, трилобитов и ассоциаций конодонтовых элементов выражена в нижнем отделе ордовика, в среднем — наибольший стратиграфический интерес представляет остракодовая зональная последовательность. В верхнем ордовике зональность ископаемых органических остатков выражена слабо.

Для разнофациальных отложений ордовика Западной и Восточной зон выявлены коррелятивные виды фауны и прослежены изохронные уровни по всей территории Латвии. К наиболее ценным, часто встречающимся коррелятивным видам относятся: *Obolus apollinis* (пакеропртский горизонт), *Paltodus deltifer* (цератопигевый горизонт), *Paroistodus proteus* (латорпский горизонт), *Megistaspis* cf. *limbata, Tallinnellina primaria, Paroistodus originalis* (волховский горизонт), *Asaphus expansus, Pinnatulites procera* (кундаский горизонт), *Piretella tridactyla* (азериский горизонт), *Steusloffia costata, Pseudomegalaspis patagiata, Cyathochitina striata, Pygodus serrus* (ласнамягиский и ухакуский горизонты), *Steusloffia linnarssoni, Cyathochitina stentor, Asaphus ludibundus* (кукрузеский горизонт), *Pedomphalella egregia, Tallinnopsis iewica, Eremochitina dalbyensis* (идавереский и йыхвиский горизонты), *Desmochitina juglandiformis* (кейлаский горизонт), *Uhakiella magnifica, Piretella acmaea, Lagenochitina prussica, L. baltica, Acanthochitina barbata* (набалаский и вормсиский горизонты), *Leperditella globosa, Tvaerenella expedita* (пиргуский горизонт).

С целью выявления основных закономерностей литолого-фациальной зональности ордовикских отложений на территории Латвии составлено 16 схем для горизонтов ордовика. Одна из обнаруженных закономерно-

стей состоит в частой, в раннем ордовике направленной, смене во времени характера и вещественного состава литолого-фациальных зон. При этом сохраняется тенденция к увеличению глинистости отложений в пределах Елгавского прогиба, и в среднем ордовике — в Средне-Литовской впадине. Вторая закономерность заключается в выдержанности во времени площадной приуроченности относительно глубоководных и мелководных зон. Относительно глубоководные фации присущи юго-западным, центральным и северо-восточным районам Латвии. Мелководные фации обычно расположены в северо-западных, северных и юго-восточных ее районах.

В основе литолого-фациальной зональности лежит дифференциация Прибалтийского бассейна осадконакопления по глубинам, контролировавшаяся палеотектоническими особенностями развития территории в ордовикский период. Границы литолого-фациальных зон в большей или меньшей степени совпадают с границами палеоструктурных элементов и подчеркиваются разрывными нарушениями в фундаменте. Зональные границы особенно часто приурочены к Кулдигско-Талсинской, Дурбеско-Сабильской, Слокско-Цесисской, Лиепайско-Салдусской системам разломов и к Эрглинскому, Гулбенскому, Виеситскому и Вилянскому разрывным нарушениям.

Ведущая роль среди факторов, определяющих ордовикскую седиментацию, принадлежит тектоническому режиму. Это отчетливо проявляется в соответствии литолого-фациальной зональности палеоструктурному плану ордовика. Среди других факторов значительное место принадлежит климату и рельефу суши, прилегающей к морскому бассейну и сложенной осадочными породами.

В палеоструктуре ордовика Латвии подтверждено существование установленных ранее областей с различным режимом проявления тектонических движений (Елгавского прогиба, Средне-Литовской впадины, южного склона Готландского поднятия). Впервые высказано предположение о существовании Мадонской седловины.

Быстрая эволюция Прибалтийского морского бассейна в ордовике на территории Латвии выражалась частой сменой во времени фациальных условий осадконакопления. В развитии морского бассейна прослежено три разных по продолжительности цикла, каждый из которых начинается трансгрессией и завершается полной или частичной, но обязательно существенной регрессией. Первый цикл отвечает раннему тремадоку, второй, самый продолжительный, начинается в позднем тремадоке и заканчивается в конце среднего ордовика и третий — соответствует длительности позднеордовикской эпохи. В каждом из циклов прослеживаются одна-три трансгрессивно-регрессивные стадии, состоящие из отдельных фаз (пульсаций) трансгрессивного или регрессивного характера.

Трансгрессии в ордовике развивались сравнительно быстро и на территории республики фиксировались углублением моря и накоплением тонких терригенных осадков. Крупные трансгрессии совпадали с той или иной перестройкой палеоструктурного плана местности.

Несмотря на приложенные усилия, ряд вопросов, касающихся корреляции, определения возраста и реконструкции палеогеографических ситуаций, остается нерешенным. К ним относится положение границы волховского и кундаского горизонтов, детальная стратификация верхней части среднего ордовика и обоснование объемов йыхвиского, кейлаского, оандуского и раквереского горизонтов (в наибольшей мере в пределах

Западной структурно-фациальной зоны). Предложенное в работе сопоставление приекульской пачки моссенской свиты Западной структурно-фациальной зоны с нижней пачкой воореской свиты Восточной зоны, основанное на палеонтологических данных, не подтверждается литологическими наблюдениями. Нет фаунистического обоснования корреляции свит пиргуского горизонта Западной и Восточной Латвии. В настоящее время не совсем ясно возрастное положение тауценской свиты и ее соотношение с кулдигской и салдусской свитами поркуниского горизонта. Отсутствие специальных литологических и фациальных исследований не позволило в деталях восстановить фациальные условия и палеогеографическую обстановку формирования ордовикских отложений. Некоторые аспекты процесса седиментации в ордовикском морском бассейне освещены недостаточно, например такие, как приуроченность красноцветных отложений нижнего и верхнего ордовика к наиболее глубоким частям моря и генезис светлых афанитовых известняков набалаского, раквереского и поркуниского горизонтов.

В дальнейшем следует учитывать необходимость постановки комплексных биостратиграфических и литолого-фациальных исследований ордовикских отложений, изучение которых представляет несомненный интерес для решения многих практических вопросов, в том числе и связанных с перспективами нефтегазоносности шельфа Балтийского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алихова Т. Н. Руководящая фауна брахиопод ордовикских отложений северо-западной части Русской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ, М., 1953, с. 127.

Брангулис А. П., Брио Х. С. Тектоника Латвии. — В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. Рига, 1979, с. 269—293.

Вийра В. Я. Распространение и корреляционное значение ордовикских конодонтов Прибалтики. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 111—129.

Вийра В. Я. Конодонты варангуской пачки (верхний тремадок Эстонии). — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1970, т. 19, № 3, с. 224—234.

Вийра В. Я. Конодонты ордовика Прибалтики. Таллин, 1974. 139 с.

Волколаков Ф. К. Палеотектоническая характеристика Балтийской синеклизы в додевонское время. — В кн.: Проблемы регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1973, с. 229—234.

Волколаков Ф. К., Поливко И. А., Агальцова Е. Н., Яковлева В. И. Геологическое строение и нефтегазоносность акваториальной части Балтийской синеклизы. Рига, 1977. 135 с.

Волколаков Ф. К., Спрингис Т. К. Литологические особенности верхнеордовикских нефтеносных отложений Западной Латвии. — В кн.: Вопр. регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1969, с. 127—139.

Восилюс Г. Б. Трещиноватость и коллекторские свойства ордовикских—нижнелландоверийских отложений Южной Прибалтики. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук. Л., 1972. 29 с.

Гайлите Л. К. Палеонтологическая характеристика пограничных отложений ордовика и силура в Латвии. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 130—136.

Гайлите Л. К. Остракоды кулдигской пачки верхнего ордовика Латвии. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1970, вып. 2, с. 19—29.

Гайлите Л. К. Остракоды семейства *Bolliidae* ордовика Латвии. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1971, вып. 3, с. 37—50.

Гайлите Л. К О возрасте нижних слоев верхнего ордовика Латвии. — В кн.: Регион. геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1972, с. 3—6.

Гайлите Л. К. Анализ распространения и корреляционное значение трилобитов и остракод среднего ордовика Латвии. — В кн.: Проблемы регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1973, с. 63—69.

Гайлите Л. К. Новые виды остракод верхнего ордовика Латвии. — В кн.: Фауна и стратиграфия палеозоя и мезозоя Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1975а, с. 45—58.

Гайлите Л. К. Остракоды пограничных средне- и верхнеордовикских отложений Западной Латвии. — В кн.: Фауна и стратиграфия палеозоя и мезозоя Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1975б, с. 59—68.

Гайлите Л. К. Трилобиты верхнего ордовика Латвии. — В кн.: Фауна и стратиграфия палеозоя и мезозоя Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1975в, с. 5—20.

Гайлите Л. К. Коррелятивные уровни в разнофациальном ордовике Латвии. —

В кн.: Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс, 1976, с. 36—37.
Гайлите Л. К. Корреляция ордовикских отложений на территории Латвии. — В кн.: Очерки геологии Латвии. Рига, 1978, с. 26—35.
Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж. Предварительные данные о подразделении ордовика в разрезе скв. Лудза (Восточная Латвия). — В кн.: Регион. геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1972, с. 194—197.
Гайлите Л. К., Ульст Р. Ж. Стратиграфия и фауна нижнего ордовика Латвии. — В кн.: Геология кристал. фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975, с. 82—131.
Гмид Л. П., Леви С. Ш. Атлас карбонатных пород-коллекторов. Л., 1972. 127 с.
Кальо Д. Л. О граптолитовых зонах тремадока и аренига Прибалтийской и Московской синеклиз. — В кн.: Граптолиты СССР. Новосибирск, 1974, с. 31—36.
Кальо Д. Л., Кивимяги Э. К. Зональное расчленение тремадока Эстонии. — В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 56—63.
Кальо Д. Л., Юргенсон Э. А. Фациальная зональность силура Прибалтики. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 122—148.
Киркинская В. Н. К вопросу о классификации карбонатных пород. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Л.—Таллин, 1973, с. 5—8.
Клеесмент А. Э., Мяги С. К. К литологической и минералогической характеристике терригенно-глауконитовых отложений цератопигевого и латорпского горизонтов Эстонской структурно-фациальной зоны. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1975, № 1, с. 55—63.
Коркутис В. А. Кембрийские отложения Балтийского бассейна. Вильнюс, 1971. 175 с.
Коркутис В. А., Лапинскас П. П., Лашков Е. М. Литология и фации нефтеносных отложений нижнего палеозоя Южной Прибалтики. Вильнюс, 1972. 179 с.
Лапинскас П. П. Литология и фации верхнеордовикских и нижнесилурийских (лландоверийских) отложений Южной Прибалтики. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук. Вильнюс, 1967. 19 с.
Лапинскас П. П. Литостратиграфия верхнеордовикских—нижнесилурийских отложений запада Южной Прибалтики. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 155—169.
Лапинскас П. П. Литостратиграфическое расчленение верхнеордовикских—нижнесилурийских(?) отложений запада Южной Прибалтики. — В кн.: Палеогеография и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1970, с. 297—314.
Лапинскас П. П. О стратиграфическом расчленении и сопоставлении верхнеордовикских отложений Южной Прибалтики. — В кн.: Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс, 1976, с. 42—44.
Лашков Е. М. Литостратиграфия, литология и фации ордовикских отложений Южной Прибалтики. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук. Вильнюс, 1968а. 24 с.
Лашков Е. М. Литостратиграфические комплексы нижнего ордовика Южной Прибалтики. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968б, с. 139—154.
Лашков Е. М., Пашкевичюс И. Ю., Сидаравичене Н. В. Литостратиграфия ордовикских отложений Среднелитовского прогиба. — В кн.: Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс, 1980, с. 45—46.
Лашков Е. М., Пашкевичюс И. Ю., Сидаравичене Н. В. Литостратиграфия ордовикских отложений Елгавского прогиба. — В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1982 (в печати).
Модлински З., Томчикова Э. Ордовикские отложения Северо-Восточной Польши. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 170—187.
Мяги С., Вийра В. Распределение конодонтов и беззамковых брахиопод в цератопигевом и латорпском горизонтах Северной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1976, № 4, с. 312—317.
Мянниль Р. М. Биостратиграфическое обоснование расчленения ордовикских отложений в Западной Латвии. — Тр. Ин-та геол. АН СССР, 1963, вып. 13, с. 41—74.
Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, 1966. 200 с.
Мянниль Р. М. Корреляция верхневируских отложений (средний ордовик) Швеции и Прибалтики по хитинозоям. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972, т. 21, № 2, с. 137—142.

Мянниль Р. М. Распределение граптолоидей в карбонатных отложениях ордовика Прибалтики. — В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 105—126.
Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М. Стратиграфия вируских и харьюских отложений (ордовик) Средней Прибалтики. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 81—110.
Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Фациально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 89—121.
Нецкая А. И. Новые виды остракод из отложений ордовика северо-западной части Русской платформы. — В кн.: Микрофауна СССР. Л., 1952, вып. 5, с. 217—234.
Нецкая А. И. Новые виды остракод ордовика и силура Северо-Запада Русской платформы. — В кн.: Микрофауна СССР. Л., 1958, вып. 9, с. 349—381.
Нецкая А. И. Остракоды ордовика и силура СССР. Л., 1966. 102 с.
Нецкая А. И. Остракоды ордовика и силура СССР. Л., 1973. 88 с.
Пашкевичюс И. Ю. Ордовик. — В кн.: Краткий очерк геологии Литовской ССР. Вильнюс, 1959, с. 17—23.
Пашкевичюс И. Ю. Биостратиграфия и корреляция силурийских терригенных и карбонатных отложений Южной Прибалтики. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 250—272.
Пашкевичюс И. Ю. Биостратиграфия, корреляция и граптолиты ордовикских и силурийских отложений Южной Прибалтики. Автореф. дис. на соиск. учен. степени д-ра геол.-мин. наук. Вильнюс, 1973. 68 с.
Пашкевичюс И. Ю. О граптолитовых фаунах пограничных слоев аренига и лланвирна в Елгавском прогибе (Средняя Прибалтика). Резюме. — В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 139—149.
Поливко И. А. Состав и строение верхнепротерозойско-кембрийского комплекса Балтийской синеклизы. — В кн.: Очерки геологии Латвии. Рига, 1978, с. 77—86.
Пуура В. А., Берзинь Л. Э., Брангулис А. П. и др. О каледонском комплексе Балтийской синеклизы и ее обрамлении. — В кн.: Регион. тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1977, с. 15—24.
Пылма Л. Я. О переходной полосе между северной и осевой фациальными зонами ордовика Прибалтики. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1967, т. 16, № 3, с. 272—275.
Пылма Л. Я. Особенности структурно-фациальных зон Балтийского бассейна в ордовике. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Л.—Таллин, 1973, с. 34—36.
Пылма Л. Я. Исследование литологических характеристик ордовикских отложений северной и осевой структурно-фациальных зон Прибалтики. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук. Таллин, 1975. 32 с.
Пылма Л. Я., Сарв Л. И., Хинтс Л. М. Расчленение ордовикских отложений скважины Берзини (Юго-Восточная Латвия). — Изв. АН ЭССР, 1977, т. 26, № 2, с. 113—121.
Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке Унифицированных стратиграфических схем Прибалтики 1976 г. Под ред. А. А. Григялиса. Л., 1978. 86 с. Решения IV и V пленумов Комиссии по ордовикской и силурийской системам (май 1972, январь 1975 г.). — В кн.: Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л., 1977, вып. 17, с. 30—33.
Рыымусокс А. К. Стратиграфия вируской и харьюской серии (ордовик) Северной Эстонии. Таллин, 1970. 346 с.
Сарв Л. И. Остракоды ордовика Эстонской ССР. Таллин, 1959. 210 с.
Сарв Л. И. Стратиграфическое распространение остракод ордовика Эстонской ССР. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1960, вып. 5, с. 130—142.
Сарв Л. И. Новые остракоды ордовика Прибалтики. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1963, вып. 13, с. 161—188.
Сергеева С. Л. Конодонты из нижнего ордовика Ленинградской области. — Палеонтол. журн., 1963, № 2, с. 94—107.
Сидаравичене Н. В. Новые остракоды из среднего и верхнего ордовика Литвы. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1971, с. 23—36.
Сидаравичене Н. В. Зональное расчленение нижнего и среднего ордовика Прибалтийского региона по остракодам. — Сов. геол., 1976, № 8, с. 48—56.

Смехов Е. М. Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. Л., 1974. 186 с.
Соколов Б. С., Крылов Н. С. Ордовик. — В кн.: Палеогеография СССР. М., 1974, с. 173—216.
Спрингис Т. К. Литологическая характеристика и фациальные особенности среднеордовикских отложений Латвии. — В кн.: Проблемы регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1973, с. 177—181.
Спрингис Т. К. Литостратиграфические подразделения нижнего и среднего ордовика Западной и Центральной Латвии. — В кн.: Регион. геология Прибалтики. Рига, 1974, с. 17—26.
Тектоническая карта Прибалтики. Под ред. П. И. Сувейздиса. Вильнюс, 1978.
Тектоническая терминология Белоруссии и Прибалтики. Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск, 1978. 269 с.
Тодоровская В. Н. К вопросу о формировании коллекторских свойств ордовикских отложений Балтийской синеклизы. — В кн.: Проблемы регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1973, с. 307—310.
Ульст Р. Ж. Нижнепалеозойские и силурийские отложения Прибалтики и содержание в них рассеянного органического вещества. Рига, 1959. 199 с.
Ульст Р. Ж. Местная схема подразделения верхнего ордовика Средней Прибалтики. — В кн.: Регион. геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1972, с. 7—19.
Ульст Р. Ж. Граптолиты фякаской пачки верхнего ордовика Средней Прибалтики. — В кн.: Фауна и стратиграфия палеозоя и мезозоя Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1975, с. 69—84.
Ульст Р. Ж. Стратиграфическое значение позднетремадокских и аренигских граптолитов Средней Прибалтики. — В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976а, с. 214—221.
Ульст Р. Ж. Граптолитовая, трилобитовая и конодонтовая зональность в нижнем ордовике Западной Латвии. — В кн.: Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс, 1976б, с. 54—55.
Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К. Граница ордовика и силура в Латвии и литостратиграфическое подразделение пограничных пород. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1970, с. 283—295.
Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К. Ордовикская система. — В кн.: Стратиграфические схемы Латвийской ССР. Рига, 1976, с. 36—64.
Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., Спрингис Т. К. Местные подразделения ордовика Елгавского прогиба. — В кн.: Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс, 1980, с. 56—57.
Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., Спрингис Т. К. Литостратиграфическая схема расчленения ордовика Елгавского прогиба. — В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1982 (в печати).
Ульст Р. Ж., Яковлева В. И. Палеоструктурные особенности и литолого-фациальная зональность ордовика Латвии. — В кн.: Условия образования осадочного чехла и структур Прибалтики. Рига, 1981, с. 109—120.
Формации и фауна силура Прибалтики. Под ред. Д. Л. Кальо. Таллин, 1970. 343 с.
Эйнасто Р. Э. К вопросу о классификации и формировании поверхностей перерыва. — В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 123—131.
Яковлева В. И. Некоторые закономерности размещения пород-коллекторов ордовикских отложений Латвии. — В кн.: Проблемы регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1973, с. 323—330.
Яковлева В. И. Коллекторские свойства нефтеносных горизонтов ордовикских отложений Латвии. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук. Л., 1974. 33 с.
Яковлева В. И. Результаты литолого-петрографических исследований карбонатных коллекторов ордовика Латвии. — В кн.: Очерки геологии Латвии. Рига, 1978. с. 98—106.
Bednarczyk W. Uwagi o stratygrafii ordowiku w rejonie Białowieży. — Kwart. geol., 1966, t. 10, N 1, s. 33—43.
Bednarczyk W. Ordowik rejonu Ketrzyna (NE Polska). — Acta geol. pol., 1968, vol. 18, N 4, p. 707—749.
Bergström S. Conodonts from the Ludibundus limestone (Middle Ordovician) of the Tvären area (S. E. Sweden). — Ark. Mineral. geol., 1960, bd. 3, N 1, s. 1—61.
Bergström S. Conodont biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician in Europe and eastern North America. Symposium on Conodont Biostratigraphy. —

Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, N 127, p. 83—157.
Bohlin B. The Asaphus limestone in Northernmost Öland. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1949, vol. 33, p. 529—572.
Bohlin B. The Lower Ordovician limestones between the Ceratopyge shale and the Platyurus limestone of Böda Hamn. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1955, vol. 35, p. 112—173.
Eisenack A. Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs, 1. — Paleontol. Ztschr., 1931, N 13, S. 74—118.
Eisenack A. Mikrofossilien des baltischen Silurs, 2. — Paleontol. Ztschr., 1932, N 14, S. 257—277.
Eisenack A. Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs, 3. — Paleontol. Ztschr., 1934, N 56, S. 52—76.
Eisenack A. Neotypen baltischer Silur-Chitinozoen und neue Arten. — Geol. Palaeontol., 1959, Abh. 108, S. 1—20.
Eisenack A. Neotypen baltischer Silur-Chitinozoen und neue Arten. — Geol. Palaeontol., 1962a, Abh. 114, S. 291—316.
Eisenack A. Mikrofossilien aus dem Ordovizium des Baltikums. — Senckenb. Leth., 1962b, Bd. 43, N 5, S. 349—366.
Eisenack A. Über Chitinozoen des Baltischen Gebietes. — Palaeontographica. Abt. A, 1968a, Bd. 131, S. 137—198.
Eisenack A. Mikrofossilien eines Geschiebes der Borkholmer Stufe, baltisches Ordovizium, F_2. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 1968b, Bd. 37, S. 81—94.
Elles G. L., Wood E. M. R. A monograph of British graptolites. — Palaeontograph. Soc. London, 1901—1918. 539 p.
Erdtmann B. D. Eine Spät-Tremadocische von Töyen in Oslo. — Norsk geol. tidsskr., 1965, vol. 45, N 1, p. 9—112.
Fähraeus L. E. Lower Viruan (Middle Ordovician) conodonts from the Gullhögen quarry, Southern Central Sweden. — Sverig. geol. undersökn., Ser. C., 1966, vol. 610, N 5, s. 4—40.
Hamar G. The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway. 17. Conodonts from the lower Middle Ordovician of Ringerike. — Norsk geol. tidsskr., 1964, vol. 44, N 2, p. 243—292.
Hamar G. The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway. 22. Preliminary report on conodonts from the Oslo-Asker and Ringerike districts. — Norsk geol. tidsskr., 1966, vol. 46, N 1, p. 27—83.
Henningsmoen G. The Tretaspis series of the Kullatorp core. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1948, vol. 32, p. 374—432.
Hessland I. Investigation of the Lower Ordovician of the Siljan district, Sweden. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1949, vol. 33, N 7.
Jaanusson V. Über die Fauna des oberordovizischen Slandrom-Kalksteines im Siljan-Gebiet, Dalarna. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1953, bd. 75, Stufe 1, s. 97—105.
Jaanusson V. Middle Ordovician ostracodes of Central and Southern Sweden. — Publ. Paleontol. Inst. Univ. Uppsala, 1957, vol. 17, p. 442.
Jaanusson V. The Viruan (Middle Ordovician) of Öland. — Publ. Paleontol. Inst. Univ. Uppsala, 1960a, vol. 28, p. 207—288.
Jaanusson V. Graptoloids from the Ontikan and Viruan (Ordov.) limestones of Estonia and Sweden. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1960b, vol. 38, p. 289—366.
Jaanusson V. The Lower and Middle Viruan sequence in two borings in Östergötland, Central Sweden. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1962, vol. 39, p. 1—30.
Jaanusson V. Lower and Middle Viruan (Middle Ordovician) of Siljan district. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1963a, vol. 42, p. 1—40.
Jaanusson V. Classification of the Harjuan (Upper Ordovician) rocks of the mainland of Sweden. — Geol. Fören. Förhand., 1963b, bd. 85, s. 110—144.
Jaanusson V. The Viruan (Middle Ordovician) of Kinnekullea and Northern Billingen, Västergötland. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1965, vol. 43, N 1—3.
Jaanusson V. Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia, — Lethaia, 1973, vol. 6, N 1., p. 11—35.
Jaanusson V. Faunal dynamics in the Middle Ordovician (Viryan) of Balto-Scandia. — The Ordovician System. Proceedings of a Paleontological Association Symposium, Birmingham, 1974. Cardiff, 1976, p. 301—326.
Jaanusson V., Martna J. A section from the Upper Chasmops series to the Lower Tretaspis series at Fjäcka rivulet in the Siljan area, Dalarna. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1948, vol. 32, p. 183—193.

Jaanusson V., Mutvei H. Ein Profil durch den Vaginatum-Kalkstein im Siljan-Gebiet, Dalarna. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1951, bd. 73, N 4, s. 630—636.
Jaanusson V., Mutvei H. Stratigraphie und Lithologie der unterordovizischen Platyurus-Stufe im Siljan-Gebiet, Dalarna. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1953, vol. 35, p. 7—34.
Jaanusson V., Strachan J. Correlation of the Scandinavian Middle Ordovician with the graptolite succession. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1954, bd. 76, N 4, s. 684—696.
Kielan Z. Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. — Palaentol. Pol., 1959, N 11, p. 198.
Laufeld S. Caradocian Chitinozoa from Dalarna, Sweden. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1967, bd. 89, N 8.
Lindström M. Conodonts from the lowermost Ordovician strata of South Central Sweden. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1954, bd. 76, N 4, s. 517—605.
Lindström M. Conodonts from the Crug limestone (Ordovician, Wales). — Micropaleontology, 1959, vol. 3, N 4, p. 427—452.
Lindström M. A suprageneric taxonomy of the Conodonts. — Lethaia, 1970, vol. 3, N 4, p. 427—446.
Lindström M. Lower Ordovician Conodonts of Europe. Symposium on Conodont Biostratigraphy (Geological Society of America), 1971, Mem. 127, p. 21—61.
Martna J. Notes on the Upper Ordovician and Lower Silurian of the Tapa district, Estonia. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1957, bd. 79, N 1, N 487, s. 21—34.
Modliński Z. Stratygrafia i rozwój Ordowiku w Polnocno-Wschodniej Polsce. Inst. Geol., T 72, 1973. 84 p.
Modliński Z. Über die Ausbildung des Ordovizium am Südwestrand der Osteuropäischen Tafel in der VR Polen. — Ztschr. angew. Geol., 1977. Bd. 23, H. 9, S. 445—449.
Modliński Z., Pokorski I. Stratygrafia ordowiku w wierceniu Jezioro Okragle. — Kwart. geol., 1969, t. 13, N 4, s. 777—794.
Rhodes F. H. T. Some British Lower Palaeozoic Conodont faunas. — Philos. Trans. Roy. Soc. London. Ser. B, 1953, vol. 237, N 647, p. 261—334.
Siveter N. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 27. Trilobites of the family *Calymenidae*. — Norsk geol. tidsskr., 1976, vol. 56, p. 335—396.
Skoglund R. Uppermost Viruan and lower Harjuan (Ordovician) stratigraphy of Västergötland and Lower Harjuan graptolite faunas of Central Sweden. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1963, vol. 42, p. 1—55.
Spjeldnaes N. Ordovician climatic zones. — Norsk geol. tidsskr., 1961, vol. 41, p. 45—77.
Spjeldnaes N. Some Upper Tremadocian graptolites from Norway. — Palaeontology, 1963, vol. 6, part 1, p. 121—131.
Störmer L. Remarks on the Tretaspis (Trinucleus) shales of Hadeland. — Norsk geol. tidsskr., 1945, vol. 25, p. 379—441.
Strachan I. Graptolites from the Ludibundus beds (Middle Ordovician) of Tvären, Sweden. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1959, vol. 38, N 23, p. 47—68.
Szymański B. Osady tremadoku i arenigu na obszarze Białowieży. — Inst. Geol., 1973, t. 69. 92 s.
Temple I. T. A revision of the trilobite *Dalmanitina mucronata* (Brongniart) and related spiecies. — Lunds univ. arssk. Avd 2, 1962, bd. 48, N 1, s. 1—33.
Thorslund P. On the Chasmops series of Jemtland and Södermanland (Tvären). — Sveriges geol. undersökn., 1940, N 436, s. 1—191.
Tjernvik T. On the early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and fauna. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1956, vol. 36. 284 p.
Tomczykova E. Ordowik platformu wschodnio-europejskiej na obszarze Polski. — Kwart. geol., 1964, t. 8, s. 491—504.
Znosko J. Ordowik obszaru Białowieży i Mielnika. — Kwart. geol., 1964, t. 8, N 1, s. 60—72.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Указатель составлен по группам понятий, отражающих стратиграфическое подразделение, органические остатки, некоторые литологические особенности, коллекторские свойства и нефтеносность ордовика Латвии, а также тектонические элементы, фациальную зональность и основные черты геологического развития территории Латвии в ордовикский период.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

ОТДЕЛЫ, ЭПОХИ

Верхний, поздний ордовик 11, 16, 35, 36, 55, 56, 61, 114, 128, 130, 132, 133, 139, 167, 168, 193, 194, 196, 199, 221, 247, 258, 262—264, 266, 272, 273

Нижний, ранний ордовик 9, 11, 14, 16, 23, 46, 132, 153, 166, 169, 199, 204, 206, 207, 209, 211, 213, 226, 229, 239, 249, 258, 260, 262—264, 266, 267, 269, 270, 276, 277, 279

Средний ордовик 11, 23, 30, 35, 46, 51, 52, 112, 113, 117, 128, 132, 133, 137, 141, 143, 168, 179, 193, 195, 199, 206, 207, 213, 217, 236, 239, 247, 258, 261, 263, 264, 266, 269, 272, 276, 277

ЯРУСЫ, ВЕКА

Аренигский 13, 14, 134, 153, 169, 175, 178, 225, 268, 269

Ашгиллский 13, 14, 198, 225, 249, 263, 273

Лланвирнский 13, 14, 137, 169, 175, 178, 179, 184, 225, 236, 261. 269, 270

Лландейловский 13, 14, 179, 184, 225, 236, 262, 269, 270

Карадокский 13, 14, 167, 187, 225, 236, 269, 271

Тремадокский 13, 14, 27, 153, 169, 205, 225, 229, 230, 268

ГОРИЗОНТЫ, ВРЕМЕНА

Азериский (C_{1a}) 14, 155, 161, 166, 179, 180, 182, 183, 199, 200, 206, 213, 216, 217, 220, 261, 269, 270, 277

Волховский (B_{II}) 103, 141, 155, 161, 169, 174, 175, 178, 199, 200, 205, 206, 211, 212,, 214, 215, 233, 234, 268, 278

Вормсиский (F_{1b}) 155, 161, 167, 189, 193, 196—200, 208, 221, 223, 250, 251, 262, 273, 277

Идавереский (C_{III}) 128, 143, 155, 161, 166, 167, 179, 186, 187, 189, 192, 199, 200, 207, 213, 218—220, 242, 277,

Иыхвиский (D_I) 128, 155, 161, 179, 187, 189—193, 199, 200, 213, 218—220, 242, 277, 278

Кейлаский (D_{II}) 128, 155, 161, 179, 189, 193, 199, 200, 213, 219, 220, 236

Кундаский (B_{III}) 105, 155, 161, 166, 169, 175—179, 182, 183, 199, 200, 205, 206, 212, 214, 215, 229, 234—237, 259, 266, 269, 270, 277, 278

Кукрузеский (C_{II}) 128, 155, 161, 166, 167, 179, 185—187, 188, 189, 206, 207, 213, 217, 218, 220, 236, 240, 241, 242, 269

Ласнамягиский (C_{1b}) 113, 127, 155, 161, 166, 179, 180, 182, 183, 199, 200, 206, 213, 214, 216, 217, 220, 236—239, 242, 269, 270, 277

Латорпский (B_I) 153, 155, 161, 169, 171, 172, 199, 200, 204, 205, 210, 214, 215, 231, 232, 233, 268, 277

Набалаский (F_{1a}) 155, 161, 167, 179, 189, 193—195, 199, 200, 220, 221, 223, 236, 247—249, 262, 277, 279

Оандуский (D_{III}) 155, 161, 179, 189—193, 199, 200, 213, 219, 220, 236, 244, 250, 261, 271, 278

Пакеропгский (A_{II}) 14, 153, 155, 161, 169—171, 199, 200, 204, 205, 208, 214, 215, 228, 229

Пиргуский (F_{1c}) 132, 155, 161, 167, 189, 197, 198, 201, 203, 208, 221—223, 249—251, 253, 273, 277, 279

Поркуниский (F_{II}) 155, 161, 167, 197, 199, 201—204, 222, 223, 250, 254, 256, 263, 264, 274—276, 279
Раквереский (E) 155, 161, 179, 189—193, 199, 200, 213, 219, 220, 245, 246, 249, 261, 271, 278, 279
Ухакуский (C_{1c}) 113, 127, 128, 155, 161, 166, 179, 182—185, 199, 200, 206, 213—217, 220, 236, 239, 240, 277
Цератопигевый (A_{III}) 153, 155, 169, 171, 172, 199, 204, 205, 209, 210, 214, 215, 229—231, 259, 267, 268

ЗОНЫ

Граптолитовые 14, 173, 177, 179, 184, 185—187, 192—196, 277
Конодонтовые 172, 173, 175, 184, 186, 195, 210, 211, 214, 215, 217, 218, 220—223
Остракодовые 127, 188, 211, 217, 218, 277
Трилобитовые 103, 105, 173, 180, 209, 211—215, 223, 277

СВИТЫ ЗАПАДНОЙ ЗОНЫ

Адзеская 30—33, 71, 72, 76, 113, 118, 127—129, 135, 138, 139, 142—144, 155, 166, 186, 187, 190—193, 199, 207, 242, 243
Балдонская 23, 26, 29, 30, 66, 69, 105—107, 112, 117, 118, 127, 135—138, 144, 155, 165, 166, 175—177, 179, 183, 199, 206, 212, 237, 255
Блиденская 30—34, 71, 76, 78, 113, 118, 127, 128, 135, 138, 139, 142—144, 155, 167, 190—192, 199, 207, 219, 242, 243
Вооpеская 30, 34, 35, 52, 53, 55—57, 59, 71, 73, 75, 76, 90—93, 114, 118, 123, 127, 130, 131, 135, 139, 140, 142, 144, 155, 167, 189, 191—195
Дрейманская 30, 32, 71, 72, 113, 118, 127, 128, 135, 138, 139, 142—144, 155, 166, 182, 185—187, 199, 207, 241
Елгавская 36, 37, 41, 57, 60, 78, 85, 94, 98, 114, 118, 127, 131, 135, 139, 140, 142, 144, 155, 167, 197—199, 208, 252, 253
Зебреская 23, 26—28, 49, 50, 66, 67, 103, 105—107, 116, 118, 127, 134—136, 141, 144, 153, 155, 165, 172, 173, 199, 204, 205, 209, 231, 232
Каллавереская 23, 25, 26, 28, 46, 49, 66, 70, 89, 90, 135, 153, 155, 169, 171, 199, 200, 204, 205, 228, 229
Куйлиская 38, 40, 42, 43, 57, 78, 79, 85, 114, 118, 127, 132, 135, 140, 142, 144, 155, 197—199, 201, 208, 222, 252, 253
Кулдигская 39, 40, 43, 44, 57, 64, 78, 80, 85, 114, 118, 127, 132, 135, 139, 140, 142, 144, 155, 167, 197, 199, 202, 208, 254, 255, 279
Моссенская 30, 31, 33, 35, 36, 40, 71, 73, 76, 77, 113, 118, 127, 128, 130, 135, 138, 139, 142—144, 151, 155, 167, 190, 191, 195, 199, 207, 244—246, 279
Паровейская 37, 40—43, 57, 61, 78, 79, 85, 114, 118, 127, 130, 135, 139, 140, 142, 144, 155, 167, 197—199, 208, 222, 249, 252
Салдусская 39, 40, 44, 56, 57, 64, 78, 81—83, 85, 94, 114, 118, 127, 132, 135, 140, 142, 144, 155, 167, 197, 199, 202, 203, 208, 254, 255, 279
Стирнаская 30, 32, 71, 74, 106, 107, 112, 113, 118, 127, 135, 137, 138, 141, 142, 144, 155, 166, 180—183, 185, 199, 206, 238, 239
Таурупская 30, 32, 71, 72, 74, 106, 107, 112, 113, 118, 127, 128, 135, 138, 141, 142, 144, 155, 166, 181, 182, 184, 185, 199, 206, 239, 242
Фякаская 35—37, 40, 57, 78, 85, 86, 114, 118, 127, 135, 139, 140, 142, 144, 151, 155, 167, 191, 196, 197, 199, 201, 208, 221, 223, 250
Циецерская 23, 26, 28, 29, 66, 69, 71, 103, 105—107, 117, 118, 127, 134—137, 141, 144, 155, 165, 174, 175, 177, 199, 205, 211—213, 234
Юнсторпская 36, 37, 40, 57, 59, 60, 78, 79, 85, 96, 114, 118, 127, 130, 131, 135, 139, 140, 142, 144, 155, 167, 197—199, 201, 208, 222, 223, 252, 253

СВИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ

Адилаская 47, 56, 57, 62—64, 94—97, 123, 129, 132, 142, 161, 198, 201, 208, 252—254
Балтинавская 47, 56—58, 60, 61, 63, 94, 96, 98, 123, 129, 132, 142, 161, 198, 201, 208, 252, 253
Бичюнская 46—48, 51, 52, 87—89, 105, 112, 117, 123, 129, 141, 161, 166, 175, 177, 178, 182, 200, 206, 212, 235
Даугавпилсская 47, 52—54, 90—92, 112, 113, 123, 128, 129, 131, 141—143, 161, 166, 167, 180—185, 187, 189, 200, 206, 207, 238, 240—242
Драйсейкская 46—48, 50, 51, 87, 89, 105, 112, 117, 123, 129, 141, 161, 165, 182, 200, 204, 205, 231, 232
Лудзаская 47, 56, 57, 61—63, 94—96, 98, 123, 129, 132, 142, 161, 198, 201, 208, 253
Лээтсеская 46—49, 89, 90, 123, 153, 161, 200, 204, 211, 231, 232
Межциемская 47, 52—54, 56, 90, 91, 112—114, 123, 129—131, 142, 161, 167, 186—190, 192, 193, 200, 207, 243, 244
Мейлунская 47, 56, 58—61, 94—96, 98, 99, 123, 129, 131, 142, 161, 167, 189, 196, 198, 200, 208, 251
Моэская 47, 56—61, 94, 96, 97, 123, 129, 132, 142, 161, 198, 201, 208, 252, 253
Рокишкская 46—48, 51, 52, 54, 87—89, 105, 112, 117, 123, 128, 129, 161, 166, 175,

177—179, 181, 182, 200, 206, 212, 235, 237
Сведасайская 56—58, 61, 94, 96, 98, 123, 129, 132, 142, 161, 189, 198, 200, 201, 208, 252
Таученская 44, 47, 56, 57, 62, 64, 94, 95, 123, 129, 132, 142, 161, 202, 203, 208, 254, 255, 274, 279
Укмяргская 56, 57, 61—64, 94, 95, 98, 123, 129, 132, 142, 161, 198, 201, 208, 252, 253
Халликуская 56, 57, 59, 60, 94, 95, 123, 129, 132, 142, 161, 198, 201, 208, 252, 253

ПАЧКИ ЗАПАДНОЙ ЗОНЫ

Бернатская 39, 43, 44, 57, 80, 118, 135, 140, 144, 197, 199, 202
Броценская 39, 44, 45, 57, 81—83, 85, 118, 135, 140, 144, 197, 199, 202
Гейджюнская 41, 42, 57, 78, 118, 135, 140, 144, 197, 198
Гульбинская 41, 42, 57, 61, 79, 85, 118, 135, 139, 140, 144, 197, 198
Дзербенская 34—36, 57, 72, 75, 194, 248
Зантеская 28, 67, 103, 118, 127, 134—136, 144, 155, 165, 173, 199, 204, 205, 209, 210, 232
Зиемельская 29, 51, 66, 69, 117, 118, 127, 135, 136, 138, 144, 165, 175, 177, 181, 199
Зиемельская верхняя 29, 112, 117, 118, 127, 135, 144, 155, 166, 179, 199, 206, 213, 237
Зиемельская нижняя 29, 105, 117, 118, 127, 135, 144, 155, 199, 206, 255
Зирниская 27, 67, 103, 118, 127, 135, 136, 144, 153, 155, 173, 199, 204, 209, 210, 211
Калвенская 27, 67, 103, 118, 127, 134—136, 144, 155, 165, 173, 199, 204, 209, 210, 232
Крюкайская 28, 66, 69, 71, 103, 105, 118, 127, 134—136, 144, 155, 165, 174, 199, 204, 205, 211, 212, 234
Кумбриская 27, 67, 103, 118, 127, 134—136, 144, 153, 155, 172, 199, 204, 209, 210
Лутриньская 27, 67, 103, 118, 127, 134—136, 144, 153, 155, 172, 199, 204, 209, 210
Паэкнаская 34, 35, 37, 72, 76, 118, 130, 135, 139, 140, 144, 155, 191, 194, 199, 221, 247
Пилтенская 39, 44, 45, 57, 81, 82, 118, 135, 140, 144, 197, 199, 202
Приекульская 33—36, 73, 76, 118, 128, 135, 138, 139, 143, 144, 155, 190, 191, 199, 245, 246, 279
Салантайская 25, 70
Сауньяская 34—36, 57, 59, 72, 75, 118, 130, 139, 140, 144, 155, 191, 194, 199, 247, 248, 272
Скрундская 34, 36, 57, 72, 73, 76, 118, 130, 144, 194, 247, 248
Смильгяйская 41, 42, 57, 61, 78, 118, 135, 140, 144, 197, 198
«Черные аргиллиты» 33, 34, 35, 40, 77, 118, 135, 138, 139, 143, 144, 151, 155, 190, 191, 196, 199
Шакинская 28, 66, 69, 105, 117, 118, 127, 135, 136, 144, 155, 165, 176, 177, 179, 181, 199, 205, 206, 212, 213, 235, 236
Шюпильская 29, 66, 69, 118, 127, 135, 136, 144, 155, 175, 177, 181, 199, 206, 212, 235
Эдольская 39, 43, 57, 80, 85, 118, 135, 140, 144, 197, 199, 202

ПАЧКИ ВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ

Алксняйская 61
Армонская 50
Ауляльская 47, 54, 112, 129—131, 161, 167, 187, 189, 193, 243
Вайдленская 47, 51, 52, 54, 88, 112, 117, 128, 129, 161, 166, 179, 180, 206, 237
Варангуская 49, 89, 153, 172, 205, 210, 230
Вижунская 47, 52, 92, 112, 128, 129, 161, 166, 180, 183, 185, 206, 238
Вилучайская 47, 54, 91, 112, 129—131, 161, 167, 189, 190, 192, 193, 243
Гиндвильская 51
Добилинская 56, 94
Ируская 210
Кайминская 56, 94
Клоогаская 210
Краштайская 47, 52, 90, 112, 128, 129, 131, 161, 166, 184, 185, 206, 238
Кряуносская 47, 52, 54, 92, 112, 129, 131, 161, 167, 185, 207
Лукштайская 47, 54, 56, 92, 112, 129—131, 161, 190, 192, 193, 243—245
Маардуская 49, 89
Маргонская 61
Миконская 51
Мядейская 50
Мяэкюлаская 210
Орасояская 49, 89
Обяльская 51
Пяйтеская 50, 87, 112, 161, 165, 204, 205, 210, 211, 231
Рагяльская 57, 61, 96, 198
Ревуонаская 56
Сартайская 47, 52, 92, 112, 129, 131, 161, 167, 185, 188, 207
Спальвишская 50
Швянтупская 47, 54, 93, 112, 129—131, 161, 167, 187—189, 243
Юодупская 47, 51, 88, 112, 117, 129, 161, 166, 175, 177, 206, 235

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ. СЛЕДЫ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ФАУНЫ

ГРУППЫ ФАУНЫ И ФЛОРЫ

Акритархи 188
Беззамковые брахиоподы 27, 28, 34, 40, 49, 171, 196, 204, 245, 266, 273
Брахиоподы 11, 12, 14, 17, 33, 36, 44, 45, 54, 55, 59—61, 63, 100, 101, 190, 193, 203, 206, 208, 222, 242—246, 248, 251, 254—256, 270, 274, 277
Водоросли 12, 17, 59, 63, 79, 96, 254, 273
Головоногие моллюски 29, 30, 41, 50, 237
Граптолиты, 8, 11, 12, 14, 17, 28, 30, 34, 36, 40—42, 44, 59, 61, 63, 100, 101, 105, 132—141, 172, 173, 177, 180, 183—185, 187, 192, 194, 196, 199, 201, 203, 206, 208, 209, 213, 217, 219, 221, 230, 233, 236, 245, 251, 254, 266, 270, 273, 276, 277
Иглокожие 11, 12, 52, 54, 101, 242, 245, 270, 274
Конодонты (конодонтовые элементы, конодонтоносители) 8, 11, 12, 17, 27—30, 33, 41, 49, 50, 52, 54, 100, 101, 151—168, 171, 172, 174, 177, 180, 183, 184, 187, 195, 199, 200, 204, 209, 211, 213, 217, 218, 221, 236, 242, 254, 266, 270, 273, 276, 277
Кораллы 17, 55, 59, 60, 64, 100, 251, 254, 273, 274
Криноидеи 17, 44, 55, 59—61, 246, 251, 254
Мшанки 11, 12, 17, 60, 63, 100, 101, 240, 242, 245, 246, 248, 251, 254, 270, 273
Наутилоидеи 11, 12, 17, 52, 236, 266, 273
Остракоды 8, 11, 12, 17, 28—30, 33, 36, 41—44, 50, 52, 54, 55, 59—61, 100, 101, 114—132, 174, 177, 179, 180, 183—186, 188, 190, 192, 193, 195, 196, 198—202, 208, 211, 213, 217, 218, 221, 222, 236, 237, 240, 242, 245, 246, 251, 253—255, 266, 270, 273, 276, 277
Растительные остатки 75, 77, 86, 90, 98
Ругозы 11, 12, 17, 44, 63, 64, 101, 254
Табуляты 11, 12
Трилобиты 8, 11, 12, 14, 17, 27, 30, 33, 34, 35, 40, 41, 43, 45, 50, 52, 54, 55, 64, 100—114, 172, 174, 177, 179, 180, 183, 187, 192, 194, 196, 199, 202, 204, 205, 209, 211, 215, 218, 219, 221, 222, 233, 234, 236, 237, 242, 245, 248, 251, 253, 254, 255, 266, 270, 273, 276, 277
Хитинозои 8, 12, 33, 54, 100, 101, 141, 174, 180, 183, 184, 186, 188, 190, 192, 193, 195—197, 199, 201, 204, 206, 208, 218, 219, 221, 242, 254, 270, 276, 277

ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ

Банки 44, 63, 64
Биогермы 98, 249, 273, 274
Биостромы 273
Илоеды (ходы илоедов, червей) 29, 34, 40, 43, 72, 76, 77, 85, 86, 91, 242, 245, 273
Норки зарывания 28, 50, 69, 87, 98, 233, 234

ТИПЫ ФАУНИСТИЧЕСКИХ СООБЩЕСТВ

Далманитиновая фауна 14, 140, 202
Прибалтийская фауна 12, 101
Скандинавская фауна 12, 101
Хирнантиевая фауна 14

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

ВКЛЮЧЕНИЯ

Гётит 29, 30, 32, 34, 51, 52, 235, 238—242, 270
Гидроокислы и окислы железа 28, 36, 50, 51, 55, 59, 67—69, 78, 79, 85, 96, 231, 233, 235
Гипс (огипсованные участки) 64, 92, 95
Глауконит 27, 34, 49, 50, 55, 56, 59, 68, 70, 71, 75, 80, 82, 87—90, 93, 95, 96, 98, 230—233, 246—248, 250, 267—269, 271, 272
Метабентонит (прослои метабентонита) 33, 54, 55, 59, 60, 243, 271
Органическое вещество 25, 33, 40, 49, 77, 85, 86, 90, 95, 97, 98, 132, 230, 231, 233, 245, 251, 271, 273
Пирит 30, 32, 34, 36, 40, 42, 45, 49, 52, 60, 63, 64, 67—71, 73, 75—80, 82, 85, 86, 89—91, 98, 239, 241, 244—246, 248, 250, 252, 253
Пирит пылевидный (тонкозернистый) 75, 78, 93, 94, 243
Серицит 77, 86
Шамозит 32, 241

СОСТАВ ПОРОД

Химические анализы 67—70, 73—75, 77—86

СТРУКТУРЫ ПОРОД

Афанитовая (полуафанитовая) 246—249, 251—254, 256, 272
Биогермная 253
Биоморфная (детрито-биоморфная) 243, 244, 250, 254, 255
Коллоидно-зернистая 75, 79, 93, 94
Коллоидно-тонкозернистая 75, 76, 79, 93, 95, 97
Крупнозернистая 92, 94
Мелкозернистая 75, 76, 93
Оолитовая 81, 250, 254, 255, 265, 273, 275
Органогенно-детритовая 72, 73, 235—244, 246—248, 251—255
Органогенно-обломочная 81, 250, 254, 255
Пелитовая (пелитоморфная) 69, 76, 85, 88, 91, 95, 98, 242, 245, 252
Разнозернистая 89, 94, 95, 256
Сгустковая 254, 255
Среднезернистая 76, 79, 93—95
Тонкозернистая 69, 74, 79, 87, 88, 93—95, 236, 237, 240, 242, 245, 246, 251, 256
Тонко—мелкозернистая 83
Тонкопелитовая 67, 77, 86, 90, 233, 245

СТРУКТУРЫ ЦЕМЕНТА

Крупно—среднезернистая 82
Мелкозернистая 73, 79, 83
Мелко—среднезернистая 81, 82
Мелко—тонкозернистая 92
Среднезернистая 73, 83, 86
Средне—крупнозернистая 81
Средне—мелкозернистая 89
Тонкозернистая 72, 73, 80, 88
Тонко—мелкозернистая 83, 96

ТЕКСТУРЫ И МИКРОТЕКСТУРЫ ПОРОД

Беспорядочная 72
Брекчиевидная 75, 78
Волнисто-линзовидная 72
Волнисто-слоистая 69, 73, 91, 92, 95, 98, 239, 241, 242
Горизонтально-слоистая 73, 81, 91, 95, 96, 98, 242
Комковатая 69, 75, 76, 78, 88, 92—95, 97, 236, 247, 249, 253, 254
Контрузивная 72
Косослоистая 81, 82
Линзовидно-слоистая 92
Массивная 66, 70, 76, 81, 85, 87, 89, 97, 236, 254
Неясноволнисто-слоистая 69, 72, 74, 76, 87—89, 92, 93, 95, 96, 98, 184, 233, 253
Неяснокомковатая 95, 256
Неяснокосослоистая 81, 254
Неяснолинзовидно-слоистая 79, 81
Неяснослоистая 67, 70, 71, 79, 80, 89, 230, 236, 242, 243, 245, 251—253
Сетчато-петельчатая 78
Слабогоризонтально-слоистая 66, 67
Слоеватая 72
Тонкогоризонтально-слоистая 78, 82, 83, 230, 242, 245, 250, 251, 254
Тонкослоистая 76, 77, 85, 90, 93, 242

ТЕКСТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ

Волновая рябь (знаки ряби) 45, 83, 256, 275
Капли дождя 83
Отдельность листовая 78
Отдельность плитчатая 77, 85
Седиментационные поверхности размывов (перерывы) 28—30, 32, 34, 36, 40, 42, 44—46, 49—52, 55, 56, 59, 60, 69, 74, 75, 87, 92, 94, 95, 97, 233, 234, 239, 242
Следы струй 83
Трещины усыхания 45, 83, 256, 275

ФОРМЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Комки 81, 82
Оолиты 81, 82, 255, 275
Псевдооолиты 69, 72—75, 88, 92, 96, 236, 238, 239, 241, 242, 253
Сгустки 81—83

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА

Кавернозность 64, 73, 75, 94, 95, 97
Пористость 60, 67, 68, 70, 71, 73—75, 77, 79, 80, 83, 88, 91—95, 97

ПРОНИЦАЕМОСТЬ

Межзерновая 67, 68, 70—75, 77, 79, 80, 83, 88, 91, 92, 97
Трещинная 73—75, 79, 80, 83, 92, 97

ТИПЫ ПОРОД — КОЛЛЕКТОРОВ И ПОКРЫШЕК

Непроницаемые (изолирующие) 68, 77, 86, 87, 91, 92, 98
Полупроводники 74, 77, 80, 89, 92
Поровые 71
Порово-трещинные 83, 93
Трещинные 76, 79, 88, 93, 97
Трещинно-кавернозно-поровые 73, 97
Трещинно-поровые 74, 75, 83, 92, 93, 97

НЕФТЕНОСНОСТЬ

НЕФТЕНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ

Верхнеордовикский 83
Волховский 71
Среднеордовикский 73, 74

НЕФТЕПРОЯВЛЕНИЯ

Примазки нефти 71, 73, 75, 83
Пропитка нефтью (нефтепропитка) 28, 32, 45, 71, 73, 83

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Бауское 10
Виеситское 10, 260, 262, 278
Вилянское 10, 260, 262, 278
Гулбенское 10, 229, 259, 260, 262, 278
Даугавпилсское 10, 260, 262
Добельско-Бабитское 10, 259, 267
Дурбеское 10, 259, 278
Кандавское 10, 259
Карсавское 10, 230, 260, 262, 267
Кекавское 10
Кулдигское 10, 259, 278
Лиепайско-Салдусское 10, 259, 267, 268
Олайнско-Инчукалнское 10, 229
Резнасское 10, 260, 262
Рижско-Псковское 10, 259, 267
Сабильское 10, 259, 277, 278
Слокско-Шесисское 10, 229, 259, 278
Смилтенско-Апское 10, 259
Талсинское 10, 259, 278
Усмаское 10, 259
Эрглинское 10, 259, 260, 267, 278

ПАЛЕОСТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА

Восточно-Прибалтийская депрессия 58, 260, 261, 263, 264
Прибалтийский свод 260
Северный Прибалтийский выступ 258, 260, 261, 263
Центрально-Балтийская депрессия 258, 260, 261, 263, 264
Эрглинский вал 260, 264
Южный Прибалтийский выступ 258, 260, 261, 263

ПАЛЕОСТРУКТУРЫ

Белорусско-Мазурская антеклиза 225, 229, 231, 233, 238, 258, 260, 268
Готландское поднятие 225, 229, 231, 233, 238, 239, 241, 242, 247, 250, 251, 258, 260, 263, 264, 270, 274, 275, 278
Елгавский прогиб 14, 23, 24, 27—29, 33, 50, 57, 66, 103, 105, 134, 169, 172, 174, 209, 225, 229, 230, 232, 239, 241, 244, 245, 249, 250, 252, 254, 257, 259—272, 274, 275, 278
Мадонская седловина 225, 239, 242, 249, 251, 253, 256, 262, 264, 275, 278
Средне-Литовская впадина (прогиб) 16, 46, 50, 56, 57, 59—61, 63, 64, 87, 226, 236, 242, 244, 246, 248—251, 253, 256, 257, 261—264, 272, 273, 278

СОВРЕМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Балтийский щит 9, 265
Балтийская синеклиза 9
Бернатское поднятие 229, 260
Валмиерско-Локновское поднятие 9, 11, 16, 30, 33, 40, 41
Гулбенская депрессия 9
Даугавпилсская моноклиналь 9
Дундагская моноклиналь 9
Дурбеское поднятие 260
Западно-Курземское поднятие 9
Инчукалнское поднятие 11
Кулдигское поднятие 260
Латвийская седловина 9
Лиепайская впадина 11, 260
Лиепайско-Салдусское поднятие 260
Московская синеклиза 259, 264, 267
Приекульская впадина 260
Салдусско-Слокское поднятие 9, 11, 42, 44
Скрундский прогиб 260
Центрально-Курземская депрессия 10
Эрглинское поднятие 261
Южно-Кандавское поднятие 260
Южно-Латвийская ступень 9, 11

ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

БИОФАЦИИ

Далманитиновая 249, 255, 273, 274
С *Holorhynchus* 256, 273, 274

КОНФАЦИИ

Северная литовская 224, 225
Северная эстонская 224, 225

Сконенская 225
Центральная Балто-Скандинавская 225

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Восточная 11, 12, 23, 46, 47, 52, 55—57, 60, 61, 87, 90—94, 101, 105, 111, 112, 116, 117, 123, 128—130, 132, 133, 140—144, 153—154, 161, 165—168, 173, 175, 179, 180, 183—188, 190, 192—194, 197, 198, 199, 208, 211, 213, 218, 222, 225, 231, 233, 234, 237, 240, 242, 245, 246, 249, 251, 254, 270, 276, 277, 279
Западная 11, 12, 18, 23, 24, 27, 30, 33, 36, 39, 41—43, 46, 49, 53, 56, 57, 66, 71, 78, 101, 104—107, 112—114, 116, 118, 127, 128—130, 132, 135, 143—145, 153—155, 165—169, 173—175, 179—180, 183, 188, 190, 192, 196, 199, 201, 202, 204, 209, 211, 213, 218, 219, 221, 225, 230, 231, 233, 235, 238, 239, 242, 245, 246, 251, 253, 256, 269, 276, 277, 279
Сконенская 224, 225
Шведско-Латвийская 224, 225
Эстонско-Литовская 224, 225

ФАЦИИ, ЛИТОФАЦИИ, ОСАДКИ (ОТЛОЖЕНИЯ) ЗОН

Глубоководная 225—227, 229, 244, 250, 262
Мелководная 71, 83, 225—227, 229—231, 233—235, 238, 241—244, 246—248, 250—252, 255, 266, 277
Отмельная 83
Относительно глубоководная 226, 227, 229, 231—233, 235, 242—246, 250—252, 262, 266, 268, 277
Прибрежная 226, 230, 254, 255
Сильно (очень) мелководная 226—229, 232, 234, 241, 243, 248, 252, 254, 255

ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ

Прибалтийский 11, 12, 46, 87, 219, 225
Шведско-Латвийский (Скандинавский) 11, 12, 46, 66, 190, 219, 225, 253

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

БАТИМЕТРИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ (ЗОНЫ) МОРЯ

Глубоководная 77, 87, 271, 273
Литораль 227
Материковая отмель (шельф) 227
Материковый склон 227, 245, 264
Мелкая область (часть) шельфа 67, 68, 77, 85, 91, 230, 231
Относительно глубокая часть шельфа 70, 73, 74, 80, 81, 85, 88, 93, 97, 236
Относительно мелкая часть шельфа 91, 93
Отмельная часть шельфа 232
Прибрежная область 230, 254
Псевдоабиссаль 227, 243, 245
Сублитораль 227, 234, 237, 239, 241—243, 245, 247

МОРЕ, СУША

Балто-Сарматский материк 264, 265, 267
Готландская суша 267, 268
Палеобалтийское море (морской бассейн) 264, 265, 267
Прибалтийский морской бассейн 67, 68, 73, 264, 278

РАЗВИТИЕ БАССЕЙНА

Регрессия (регрессивная фаза, пульсация) 266, 269—272, 274, 278
Трансгрессия (трансгрессивная фаза, пульсация) 230, 266—274, 278

УСЛОВИЯ (ОБСТАНОВКА) ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Глубоководные 236, 251, 273
Застойные 273
Континентальные 250, 267—269
Лагунные 256, 267, 275
Мелководные 238, 250, 267—269, 270—275
Относительно глубоководные 230, 236, 242, 250, 267
Прибрежные 268
Прибрежно-литоральные 71, 250

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Глава 1. Общий обзор (*Р. Ж. Ульст*) 9

Глава 2. Литостратиграфия (*Р. Ж. Ульст*) 17

Строение, состав и подразделение ордовика Западной структурно-фациальной зоны 21
Местные стратоны нижнего ордовика 21
Местные стратоны среднего ордовика 30
Местные стратоны верхнего ордовика 36
Строение, состав и подразделение ордовика Восточной структурно-фациальной зоны 46
Местные стратоны нижнего ордовика 46
Местные стратоны среднего ордовика 52
Местные стратоны верхнего ордовика 56

Глава 3. Литологические особенности и коллекторские свойства (*В. И. Яковлева*) 65

Породы Западной структурно-фациальной зоны 66
Нижнеордовикские отложения 66
Среднеордовикские отложения 71
Верхнеордовикские отложения 78
Породы Восточной структурно-фациальной зоны 87
Нижнеордовикские отложения 87
Среднеордовикские отложения 90
Верхнеордовикские отложения 94

Глава 4. Анализ фауны. (*Л. К. Гайлите, Р. Ж. Ульст*) 100

Трилобиты (*Л. К. Гайлите*) 101
Трилобиты в нижнем ордовике 103
Трилобиты в среднем ордовике 112
Трилобиты в верхнем ордовике 114
Остракоды (*Л. К. Гайлите*) 114
Остракоды в нижнем ордовике 116
Остракоды в среднем ордовике 117
Остракоды в верхнем ордовике 130
Граптолиты (*Р. Ж. Ульст*) 132
Граптолиты в нижнем ордовике 134
Граптолиты в среднем ордовике 137
Граптолиты в верхнем ордовике 139
Хитинозои (*Л. К. Гайлите*) 141
Хитинозои в нижнем ордовике 141
Хитинозои в среднем ордовике 141
Хитинозои в верхнем ордовике 150
Конодонты (*Р. Ж. Ульст*) 151
Конодонты в нижнем ордовике 153
Конодонты в среднем ордовике 166
Конодонты в верхнем ордовике 167

Глава 5. Биостратиграфия (*Л. К. Гайлите*) 169

Хроностратиграфическое подразделение ордовика 169

Нижний отдел 169
Тремадокский ярус 169
Пакерортский горизонт (A_{II}) (169), ceратопигевый горизонт (A_{III}) (171)
Аренигский ярус 172
Латорпский горизонт (B_I) (172), волховский горизонт (B_{II}) (174)
Лланвирнский ярус 175
Кундаский горизонт (B_{III}) (175)
Средний отдел 179
Азериский горизонт (C_Ia) (179), ласнамягиский горизонт C_Ib (180)
Лландейловский ярус 184
Ухакуский горизонт (C_Ic) (184), кукрузеский горизонт (C_{II}) (185)
Карадокский ярус 187
Идавереский и йыхвиский горизонты (нерасчлененные) (C_{III}—D_I) (187), кейлаский, оандуский и раквереский горизонты (нерасчлененные) (D_{II}—E) (190)
Средний—верхний отделы 193
Набалаский горизонт (F_Ia) (194)
Верхний отдел 196
Вормсиский горизонт (F_Ib) (196)
Ашгиллский ярус 198
Пиргуский горизонт (F_Ic) (198), поркуниский горизонт (F_{II}) (201)

Корреляция ордовикских отложений 204

Сопоставление разнофациальных отложений ордовика в пределах Латвии 204
Корреляция ордовикских отложений Латвии с одновозрастными отложениями смежных регионов 208
Корреляция нижнего ордовика 208
Корреляция среднего ордовика 213
Корреляция верхнего ордовика 219

Глава 6. Литолого-фациальная зональность (*Р. Ж. Ульст*) . . . 224
Общие положения 224

Зональность нижнего ордовика 226
Зональность среднего ордовика 236
Зональность верхнего ордовика 249

Глава 7. История геологического развития (*Р. Ж. Ульст*) . . . 257

Палеотектонические особенности территории 257
Раннеордовикский этап 258
Среднеордовикский этап 261
Позднеордовикский этап 262
Развитие бассейна седиментации 264
Раннеордовикская эпоха 266
Среднеордовикская эпоха 269
Позднеордовикская эпоха 272

Заключение (*Р. Ж. Ульст*) 276

Список литературы 280
Предметный указатель 286

Вкладка на мелованной бумаге (16 с.) между с. 64 и 65

Рита Жановна Ульст,
Лилита Карловна Гайлите,
Вера Ивановна Яковлева

ОРДОВИК ЛАТВИИ

Редактор *А. Пугачева.* Художественный редактор *В. Зирдзиньш.* Технический редактор *А. Пеликша.* Корректор *Е. Акишина.*

ИБ № 743

Сдано в набор 26.08.80. Подписано в печать 06.05.82. ЯТ 14241. Формат 70×100/16. Бумага типогр. № 1. Гарнитура литературная. Высокая печать. 19 физ. печ. л.; 24,7 усл. печ. л.; 23,71 уч.-изд. л. Тираж 800 экз. Заказ № 1999-Д. Цена 2 р. 20 к. Заказное. Издательство «Зинатне», 226018 Рига, ул. Тургенева, 19. Отпечатано в типографии «Циня» Государственного комитета Латвийской ССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, 226011 Рига, ул. Блауманя, 38/40.

XI F

222

ОРДОВИК ЛАТВИИ

Р. Ж. УЛЬСТ
Л. К. ГАЙЛИТЕ
В. И. ЯКОВЛЕВА

ОРДОВИК ЛАТВИИ