

TARTU RIIKLIKU ULIKOOLI TOIMETISED  
УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ  
ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА  
ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS

ALUSTATUD 1893. a.

VIHK 527 ВЫПУСК

СНОВАНЫ ■ 1893 г.

---

ALUSPÕHJA KIVIMITE  
LITOSTRATIGRAAFIA JA MINERALOOGIA  
ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И  
МИНЕРАЛОГИЯ КОРЕННЫХ ПОРОД

TÕID GEOLOOGIA ALALT  
ТРУДЫ ПО ГЕОЛОГИИ  
VIII

TARTU 1980

## ЛИТОЛОГИЯ ВОРМСИСКОГО ГОРИЗОНТА В ЭСТОНИИ

А. Ораспыльд, Э. Кала

### Введение

В ходе проведения государственной комплексной геолого-гидрогеологической съемки на территории Эстонии создана относительно густая сеть буровых скважин, керн которых со стороны исполнителей довольно хорошо изучен. Однако до сих пор имеется мало обобщающих работ по литологии отдельных горизонтов. Поэтому авторы настоящей статьи поставили себе задачу обобщить имеющийся материал по литологии вормсиского горизонта по всей территории Эстонии. С этой целью использованы литологические исследования буровых разрезов вормсиского горизонта, проведенные К. Каяком, Э. Кала, Х. Стумбуром, В. Кырвелем и др., а также дипломантами геологического отделения ТГУ Э. Кирс, А. Леписто и А. Яласт. Дополнительно авторами настоящей статьи изучены керны буровых скважин Лаэва, Выру, Каагвере, Паламузе, Румба, Кахала II, Мартна<sup>1</sup>, Азукиола<sup>1</sup>, Орьяку<sup>1</sup> и др. Из кернов взятых проб сделаны 132 анализа нерастворимого остатка и 125 шлифов. В лаборатории кабинета минералогии ТГУ под руководством К. Утсала определены состав и количество глинистых минералов в 70 образцах из 8 буровых скважин.

---

Рис. 1. Схема расположения выхода вормсиского горизонта и геологических разрезов. Буровые скважины: 1 — Орьяку, 2 — Азукиола, 3 — Мартна, 4 — Паливере, 5 — Лоху, 6 — Арду, 7 — Кахала II, 8 — Камарику, 9 — Ныва, 10 — Паламузе, 11 — Эйамаа, 12 — Вязтса, 13 — Кынну, 14 — Румба, 15 — Кийдева, 16 — Виртсу, 17 — Кингисепи, 18 — Варбла, 19 — Аре, 20 — Тоотси, 21 — Выхма, 22 — Кабала, 23 — Коксвере, 24 — Лаэва (297), 25 — Каагвере, 26 — Вильянди, 27 — Пярну, 28 — Селисте, 29 — Охесааре, 30 — Хяэдемезесте, 31 — Икла, 32 — Абя, 33 — Хольдре, 34 — Отепя, 35 — Карула, 36 — Рухну, 37 — Каугатума, 38 — Эйкла, 39 — Муху, 40 — Хулла.

<sup>1</sup> Скважины пробурены Институтом геологии АН ЭССР.

Чтобы получить картины общего литологического строения вормсиского горизонта, нами составлены разрезы по разным линиям (рис. 1).

За предоставленную возможность ознакомиться с керном многих скважин авторы благодарны сотрудникам Управления геологии СМ ЭССР К. Каяку, Б. Судову, П. Вингисаару, Х. Стумбуру и другим. За критический просмотр рукописи и за ценные указания авторы признательны доктору геол.-мин. наук Р. Мяннилю (сектор микропалеонтологии) и научным сотрудникам сектора литологии Института геологии АН ЭССР.

### Литологический характер границ и мощность

В данной статье вормсиский горизонт принимается в границах, установленных на выходах В. Януссоном (Jaanusson, 1944) и уточненных А. Рыымусоксом (1962). В районе глубокого залегания используемые здесь границы более или менее точно совпадают с таковыми у Р. Мянниля (1966) и А. Рыымусокса<sup>2</sup>.

**Нижняя граница** горизонта подстилается почти везде в Эстонии микро- и скрытокристаллическим (афинитовым) известняком (сауньяская пачка) набалаского горизонта. В разрезах скважин Лаэва (297) и Абья вместо афанитового известняка встречается глинистый известняк с зернами глауконита. Слабоглинистым известняком с микрокристаллической структурой верхи набалаского горизонта представлены в разрезах скважин Кахала II, Каагвере и Кингисепп. Во многих скважинах (Хулло, Паливере, Кийдева, Кынну, Ныва, Вильянди, Ристикюла, Хяэдемеэсте, Рухну, Каугатума, Эйкла, Муху и др.) нижняя граница маркирована четко выраженной поверхностью перерыва.

**Верхняя граница** вормсиского горизонта выражена литологически неодинаково. Палеонтологически эта граница уточнена А. Рыымусоксом (1962), а именно: в Северной Эстонии граница проводится по подошве относительно чистых толстослоистых известняков (моэская свита), содержащих скопления водорослей *Dasyporella*. С этим уровнем, по А. Рыымусоксу, совпадает и появление новой фауны (*Plectatrypa*, *Mjoesina pseudoalternata* и др.).

Проведение верхней границы в средней части Эстонии (в переходной фацальной зоне) является трудным в связи с тем, что известняки моэской свиты часто отсутствуют или содержат,

---

<sup>2</sup> Рыымусокс А. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. Том II и IV. Докторская диссертация. Рукопись. Кафедра геологии ТГУ. 1966.

по сравнению с более северными районами, глинистого материала больше, а вормиский горизонт представлен полностью или отчасти известковыми мергелями, или средне- и сильноглинистыми известняками, мало отличающимися от пород пиргуского горизонта.

Для проведения верхней границы вормисского горизонта в переходной структурно-фациальной зоне рассмотрена литология пограничных слоев горизонтов в средней части материковой Эстонии и на о. Сааремаа (Ораспыльд, 1980). Нижняя часть пиргуского горизонта в переходной зоне слагается в разрезах (скв. Эйка, Кингисепп, Аре, Тоотси, Коквере и др.) зеленовато-серыми и зеленовато-фиолетовато-серыми преимущественно слабо- и среднеглинистыми глауконитсодержащими известняками (тоотсиская свита) и красновато-коричневыми и пестроцветными глинистыми известняками (юнсторпская свита).

В Южной Эстонии верхняя граница литологически лучше выражена, так как вормиский горизонт сложен главным образом темно-серыми глинистыми мергелями, а пиргуский горизонт в своей нижней половине представлен красновато-коричневыми глинистыми известняками и мергелями (юнсторпская свита). В скважине Охесааре глинистые мергели вормисского горизонта покрываются обломочными известняками поркуниского горизонта.

Верхнюю границу отмечают также часто поверхности перерыва (скв. Мартна, Кийдева, Румба, Валгу, Ваймыйза, Атла, Лоху, Арду, Вяэтя, Кабала, Тоотси, Селисте, Ристикюла, Хяэдемэсте, Хольдре и др.).

Распределение мощностей отложений вормисского горизонта на территории Эстонии (рис. 2) свидетельствует о том, что в Южной Эстонии, т. е. в северной части осевой структурно-фациальной зоны, мощности обычно не превышают 5 м. В средней части Эстонии (в переходной структурно-фациальной зоне) мощности колеблются в основном от 5 до 10 м, но в восточной части Эстонии (скв. Паламузе, Ныва) мощность горизонта увеличивается, а к югу опять быстро уменьшается (в скважине Каагвере мощность горизонта лишь 1,6 м). Небольшая мощность (1,7 м) установлена также в разрезе скв. Эйка на о. Сааремаа (см. рис. 2). В северном направлении мощности отложений горизонта заметно увеличиваются и наибольшие мощности намечены именно в северной структурно-фациальной зоне, особенно в ее центральной и восточной частях (20—22 м). Но местами в рассматриваемой фациальной зоне мощность отложений и ниже 10 м. Следует отметить, что именно в северной фациальной зоне мощности отложений вормисского горизонта являются наиболее изменчивыми.

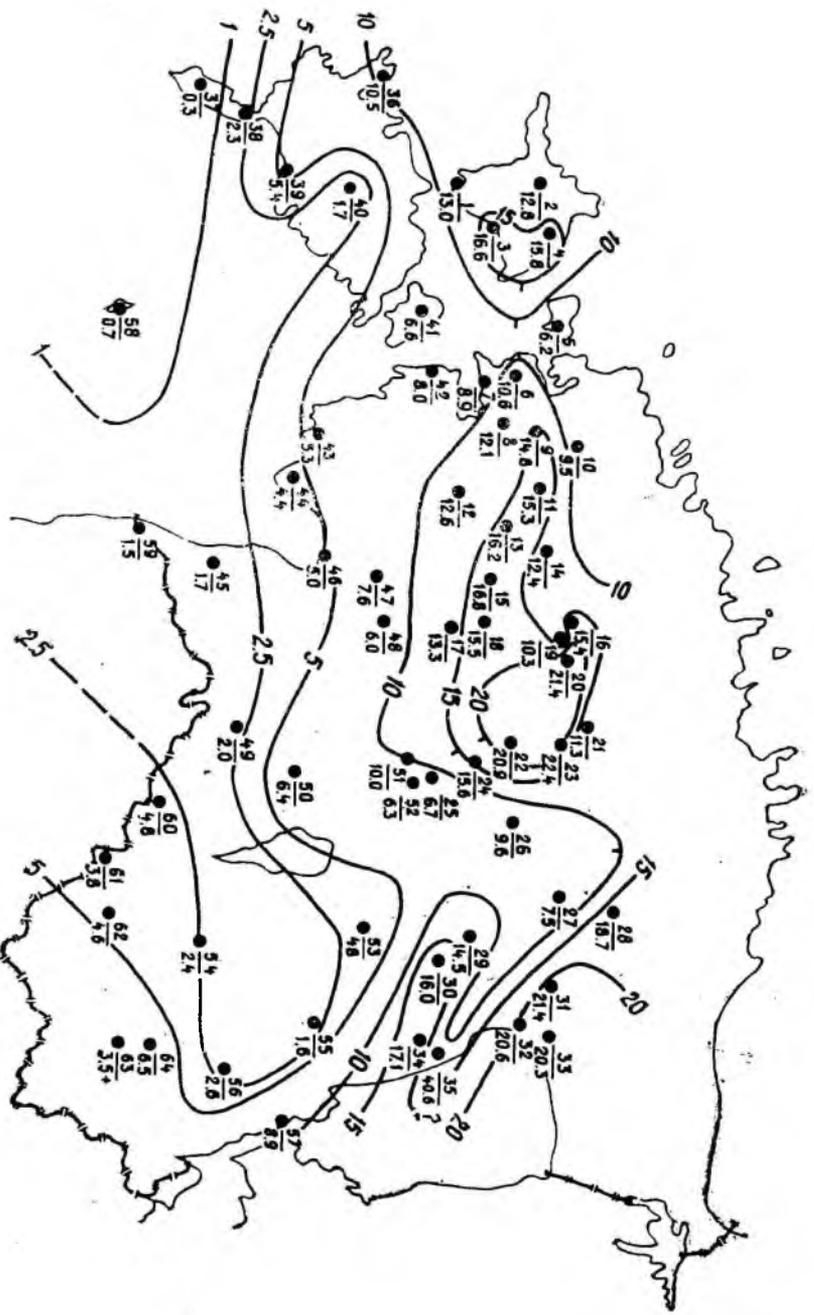


FIG. 2.

## Структурно-фациальная зональность и закономерности распределения основных литофаций

Впервые структурно-фациальная зональность ордовикских отложений в Прибалтике рассмотрена Р. Мяннилем (1966). Им выделены эстонская, шведско-латвийская и литовская зоны. Л. Пылма (1967) выделил, в свою очередь, переходную фациальную полосу и переименовал эстонскую зону в северную и шведско-латвийскую — в осевую. На основании новых данных Л. Пылма уточнил расположение переходной полосы<sup>3</sup>. В настоящей статье мы поддерживаем точку зрения Л. Пылма, но переходную полосу рассматриваем в качестве самостоятельной зоны, так как ей свойственны достаточно явные признаки (мощность отложений, состав пород и их соотношения и т. д.), отличающие ее от тех, которые характеризуют северную и осевую зоны.

В отложениях вормсиского горизонта структурно-фациальная зональность прослеживается довольно четко (см. Мянниль, 1966; Мянниль и др., 1968; Пылма, 1967), так как глинистость отложений довольно закономерно изменяется из одной зоны в другую (рис. 3).

В северной зоне карбонатные породы содержат глинистый материал обычно ниже 25% и поэтому типичными являются здесь глинистые известняки (по классификации Вингисаар и др., 1965), а чистые известняки, с содержанием глинистого вещества ниже 10%, имеют подчиненное значение. То же присуще отчасти и известковым мергелям.

---

**Рис. 2. Схема распределения мощностей отложений вормсиского горизонта.** В числителе порядковый номер буровой скважины, в знаменателе мощность отложений в метрах. Буровые скважины: 1 — Сыру, 2 — Курисо, 3 — Орьяку, 4 — Палукюла, 5 — Хулло, 6 — Азукюла, 7 — Кийдева, 8 — Мартна, 9 — Паливере, 10 — Сельякюла, 11 — Майдла, 12 — Румба, 13 — Пэжкюла, 14 — Ваймыйза, 15 — Валгу, 16 — Лоху, 17 — Кынну, 18 — Лихувески, 19 — Оэла, 20 — Атла, 21 — Арду, 22 — Вяэтса, 23 — Мустла, 24 — Эямаа, 25 — Кабала, 26 — Кахала II, 27 — Камарiku, 28 — Паидвере, 29 — Пыгева, 30 — Паламузе, 31 — Всневере, 32 — Пийлсе, 33 — Энниксааре, 34 — Ныва, 35 — Алатскиви, 36 — Ундва, 37 — Охесааре, 38 — Каугатума, 39 — Кингисепп, 40 — Эйкла, 41 — Муху, 42 — Виртсу, 43 — Варбла, 44 — Селисте, 45 — Хяздеместе, 46 — Пярну, 47 — Аре, 48 — Тоотси, 49 — Абья, 50 — Вильянди, 51 — Выхма, 52 — Коксвере, 53 — Лаэва (297), 54 — Отепя, 55 — Каагвере, 56 — Пылыва, 57 — Мехикоорма, 58 — Рухну, 59 — Икла, 60 — Хольдре, 61 — Валга, 62 — Карула, 63 — Вьру, 64 — Ваймела.

---

<sup>3</sup> Пылма Л. Исследования литологических характеристик ордовикских отложений северной и осевой структурно-фациальных зон Прибалтики. Кандидатская диссертация. Рукопись. Институт геологии АН ЭССР. 1975.

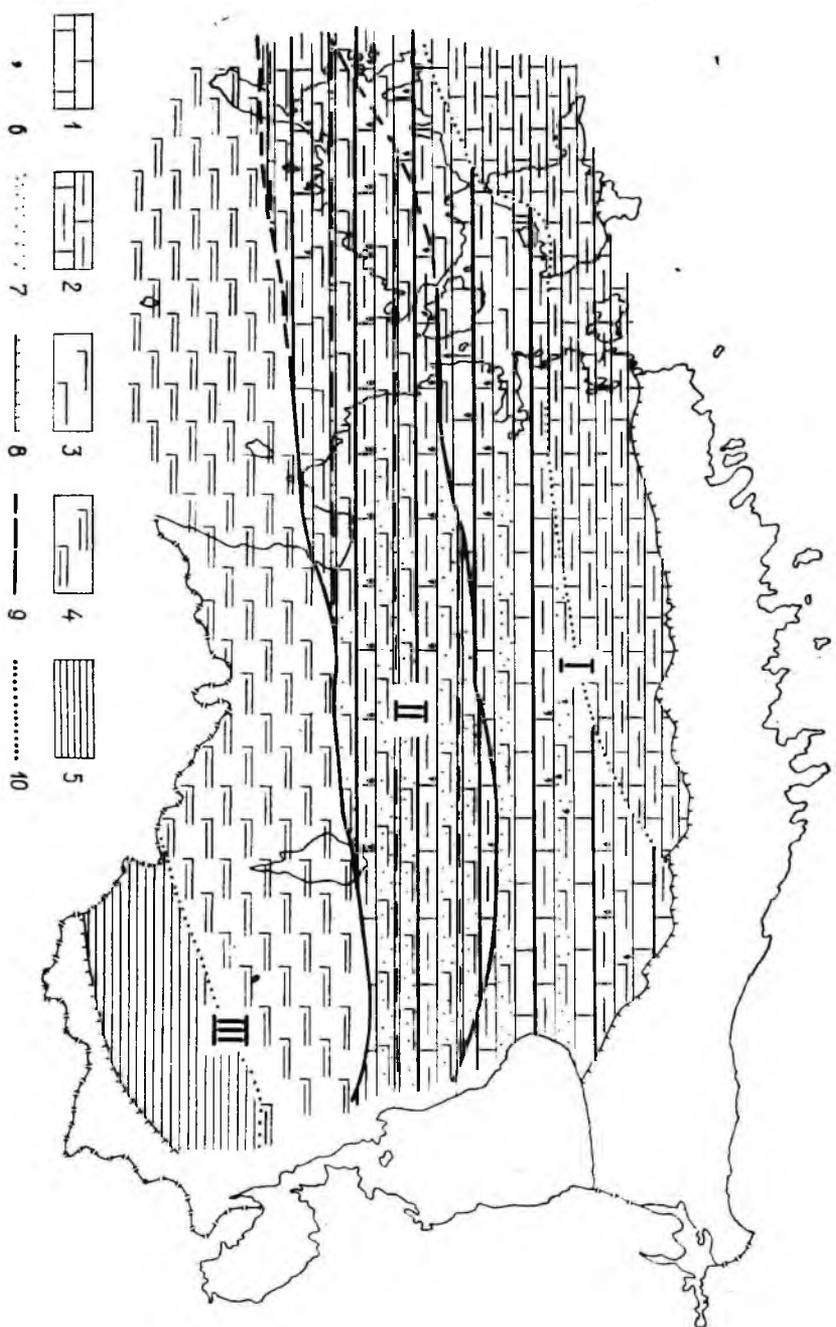


Рис. 3.

В северной фациальной зоне выделяются 2 основных литофаций (см. рис. 3). Одна из них распространена в западной и северо-западной частях Северной Эстонии и сложена серыми и зеленовато-серыми глинистыми известняками с варьирующим содержанием глинистого материала. Вторая литофация распространена в южной и восточной частях северной фациальной зоны и ей свойственно обычно трехчленное строение (по вертикальному разрезу). В нижней части разреза встречаются светло-серые и серые глинистые известняки, в которых местами присутствуют зерна глауконита. В средней части разреза встречаются преимущественно зеленовато-серые известковые мергели варьирующей мощности. Местами (особенно в Восточной Эстонии) мергелями являются характерные фиолетовые пятна, реже — зерна глауконита. Верхняя часть разреза сложена светло-серыми и серыми известняками или слабоглинистыми известняками.

Рис. 3. Схема расположения структурно-фациальных зон и основных литофаций. I — северная зона, II — переходная зона, III — осевая зона. Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — глинистый известняк, 3 — известковый мергель, 4 — глинистый мергель, 5 — аргиллитоподобная глина или аргиллит, 6 — глауконит, 7 — фиолетовые пятна, 8 — линия эрозии, 9 — граница структурно-фациальных зон, 10 — граница литофаций.

Рис. 4. Разрезы вормиского горизонта по линии I—II. Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — скрытокристаллический (афанитовый) известняк, 3 — известняк мелкодетритистой структуры, 4 — глинистый известняк, 5 — то же с мелкодетритистой структурой, 6 — то же с мелко- и крупнодетритовой структурой, 7 — доломитистый глинистый известняк, 8 — полукомковатый известняк, 9 — полукомковатый глинистый известняк, 10 — полукомковатый мелкодетритистый глинистый известняк, 11 — полукомковатый мелкодетритовый глинистый известняк, 12 — полукомковатый мелко- и крупнодетритовый глинистый известняк, 13 — обломочный известняк, 14 — крупнодетритовый известняк, 15 — комковатый известняк, 16 — комковатый глинистый известняк, 17 — известняк с прослоями мергеля, 18 — глинистый известняк с прослоями мергеля, 19 — доломит, 20 — глинистый доломит, 21 — мергель, 22 — известковый мергель, 23 — глинистый мергель, 24 — мелкодетритистый известковый мергель, 25 — мелко- и крупнодетритистый глинистый мергель, 26 — крупно- и мелкодетритовый глинистый мергель, 27 — комковатый мергель, 28 — комковатый глинистый мергель, 29 — мергель переслаивается с известняком, 30 — известковый мергель переслаивается с глинистым известняком, 31 — глинистый мергель переслаивается с глинистым известняком, 32 — домерит, 33 — известковистый доломитовый домерит, 34 — доломитистый известковый мергель, 35 — доломитистый глинистый мергель, 36 — аргиллитоподобная глина или аргиллит, 37 — поверхность перерыва, 38 — фиолетовые пятна, 39 — глауконит, 40 — водоросли, 41 — место взятия образца, 42 — гетитовые оолиты; F<sub>1a</sub>S — сауныская лачка набалаского горизонта, F<sub>1b</sub>T — тудулинская свита вормиского горизонта, F<sub>1b</sub>K — кыргессаарская свита вормиского горизонта, F<sub>1b</sub>F — фякасая свита вормиского горизонта, F<sub>1c</sub>M — мюэская свита пиргуского горизонта, F<sub>1c</sub>T — тоотейская свита пиргуского горизонта, F<sub>1c</sub>H — халликуская свита пиргуского горизонта, F<sub>1c</sub>J — юнсторпская свита пиргуского горизонта.

I  
 АЗУКНОЛА      МАРТА      ПЛАНБЕРЕ      ДОХУ      АРЛУ      КАХАЛА II      КАМАРКУ      II

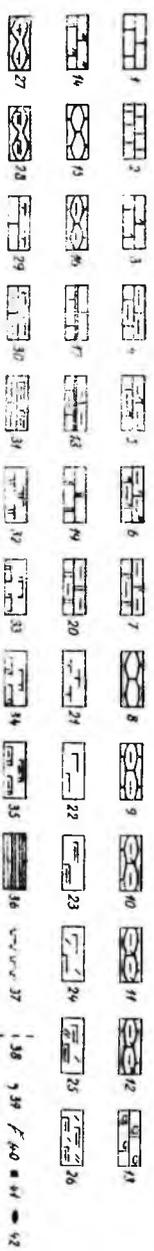
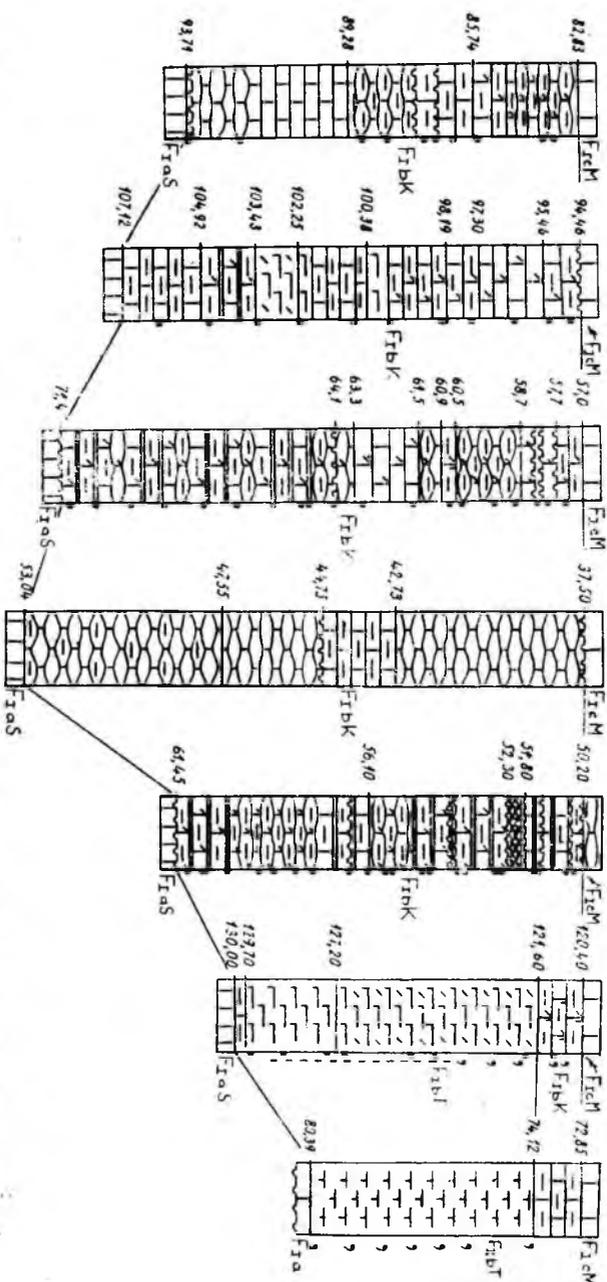


FIG. 4.

III

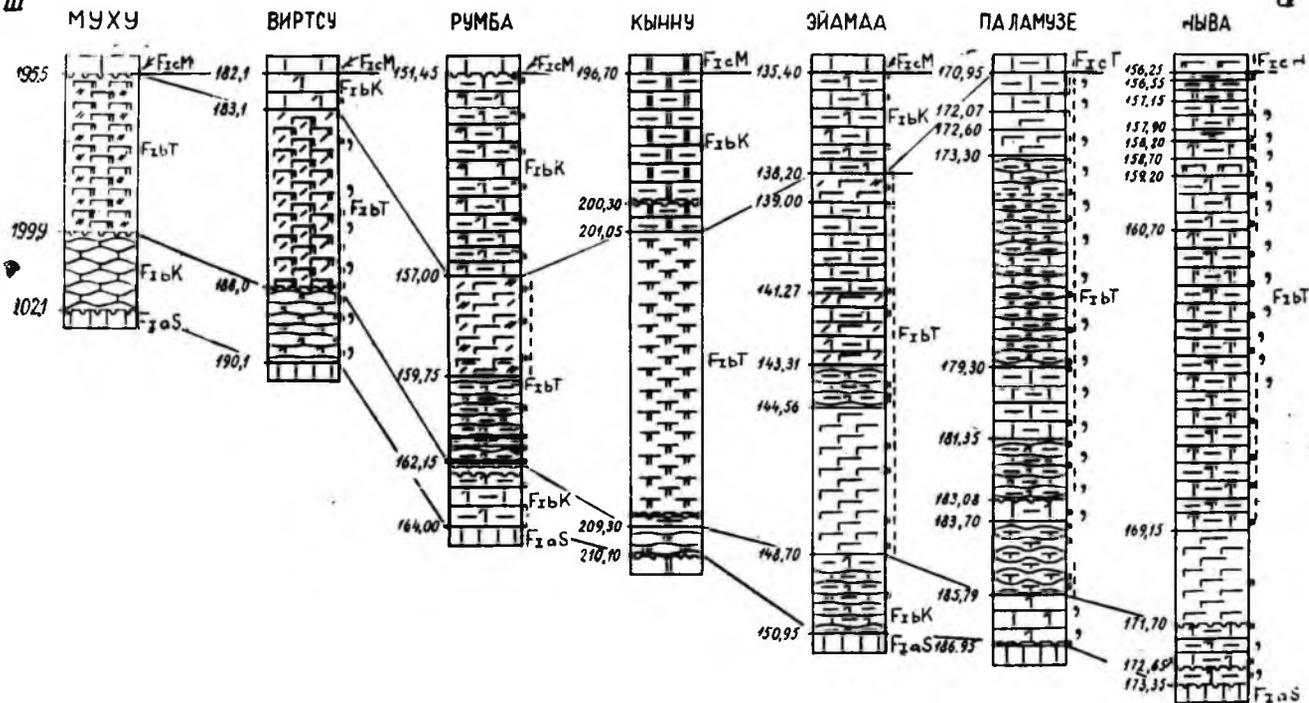


Рис. 5. Разрезы вормисского горизонта по линии III—IV (условные обозначения на рис. 4).



Как видно из вышеизложенного, глинистый материал в северной структурно-фациальной зоне распределен неравномерно, причем его роль увеличивается к югу (рис. 4 и рис. 5).

В переходной фациальной зоне (скв. Кингисепп, Варбла, Аре, Тоотси, Коксвере) соотношения между разными типами пород изменены (рис. 3 и рис. 6) и преобладающими являются уже зеленовато-серые мергели (как известковые, так и глинистые). Глинистые известняки имеют обычно подчиненное значение. Слабоглинистые и даже чистые известняки с глауконитом свойственны нижней части вормсиского горизонта в рассматриваемой структурно-фациальной зоне. В пограничной полосе между переходной и осевой фациальными зонами находятся скважины Селисте, Пярну и Вильянди (рис. 1 и рис. 7). В разрезах скв. Селисте и Пярну вормсиский горизонт сложен глинистыми известняками и известковыми (неравномерно доломитизированными) мергелями, а в разрезе скв. Вильянди преобладают глинистые мергели с редкими прослоями глинистых известняков. По мощности рассматриваемые разрезы ближе разрезам переходной зоны.

Осевая структурно-фациальная зона в Южной Эстонии охарактеризована главным образом темно-серыми (отчасти зеленоватого или коричневатого оттенков) мергелями (домеритами) с редкими прослоями и комками глинистых известняков (скв. Охесааре, Ристикюла, Хяэдемеэсте, Икла, Хольдре, Кааг-

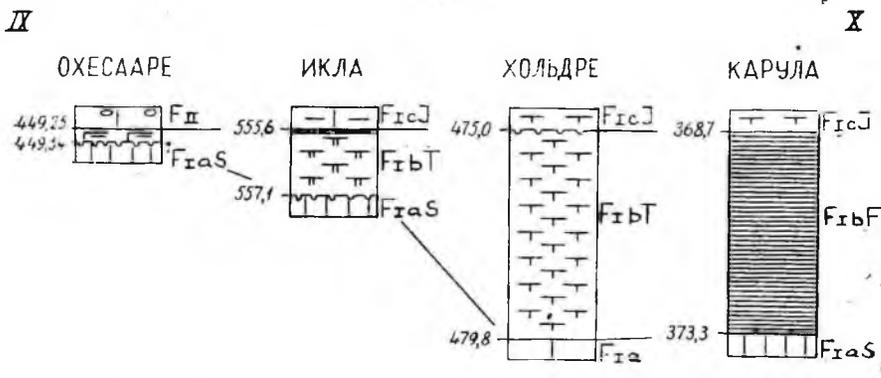


Рис. 8. Разрезы вормсиского горизонта по линии IX—X (условные обозначения на рис. 4).

вере). Закономерно преобладают глинистые мергели (рис. 3, рис. 6—8). В последних присутствуют, обычно в виде немногочисленных прослоев, черновато-бурые тонкослоистые аргиллиты небольшой мощности (скв. Икла, Абья, Отепя). Аргиллиты и аргиллитоподобные глины явно преобладают в разрезе скв.



Карула (рис. 8) и распространены и в крайней юго-восточной части Эстонии (рис. 3).

В разрезах скважин Эйкла и Каугатума вормиский горизонт несколько отличается от других разрезов переходной зоны. Именно средняя часть горизонта в разрезе скв. Эйкла слагается коричневато-темно-серым аргиллитоподобным известковым мергелем и известняком зеленовато-серого цвета. Эта часть содержит и гетитовые оолиты (Пылма, 1975). В разрезе скв. Каугатума верхняя часть горизонта сложена комплексом известковисто-аргиллитоподобных глин темно-серого цвета и скрытокристаллических известняков. Очевидно, образование названных отложений происходило под непосредственным влиянием условий осевой зоны. Мощность горизонта также небольшая, как в осевой зоне.

### Литостратиграфическое подразделение

Отложения вормиского горизонта на территории Эстонии в настоящее время подразделяются на кыргессаарскую, тудулиннаскую и фьякскую свиты. Фьякская свита распространена только в крайней юго-восточной части Эстонии.

Тудулиннаская свита в качестве пачки выделена Р. Мянилем (1958), а кыргессаарская свита, также в качестве пачки, А. Рымусоксом (1962).

Кыргессаарская свита сложена комковатыми, более или менее глинистыми известняками с прослоями мергеля (Мяниль и Рымусокс, в печати). Свита распространена, по нашим исследованиям, в северной структурно-фациальной зоне, особенно в ее западной и центральной частях (рис. 4, рис. 9) и отчасти в переходной фациальной зоне (в нижней части горизонта) (рис. 6). Следует отметить, что в некоторых разрезах скважин (скв. Орьяку, Мартна, Кийдева и др.) западной части северной зоны встречаются и комплексы известковых мергелей (рис. 5, рис. 9, рис. 10), литостратиграфическая принадлежность которых неясна.

П. Вингисааром и В. Мянилем (Вингисаар, Мяниль, в печати) кыргессаарская свита подразделена, в свою очередь, на хуллоскую, паопаскую и саксбискую пачки. Основным различием между ними считается разное содержание глинистого материала в известняках. Наиболее глинистой является средняя (паопаская) пачка. Нам кажется, что распределение глинистого материала в кыргессаарской свите довольно сложное и требует дополнительных исследований, чтобы показать распространение выделенных пачек. Не совсем ясными являются и соотношения между карбонатными породами кыргессаарской и тудулиннаской свитами и поэтому разграничение свит также нелегко.

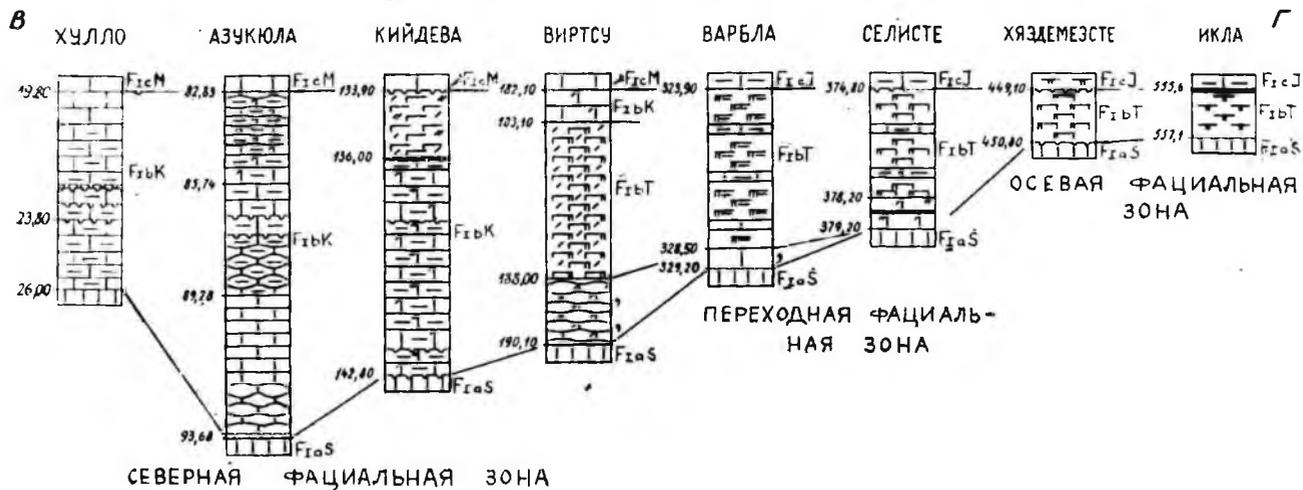


Рис. 10. Разрезы вормисского горизонта по линии В—Г (условные обозначения на рис. 4).

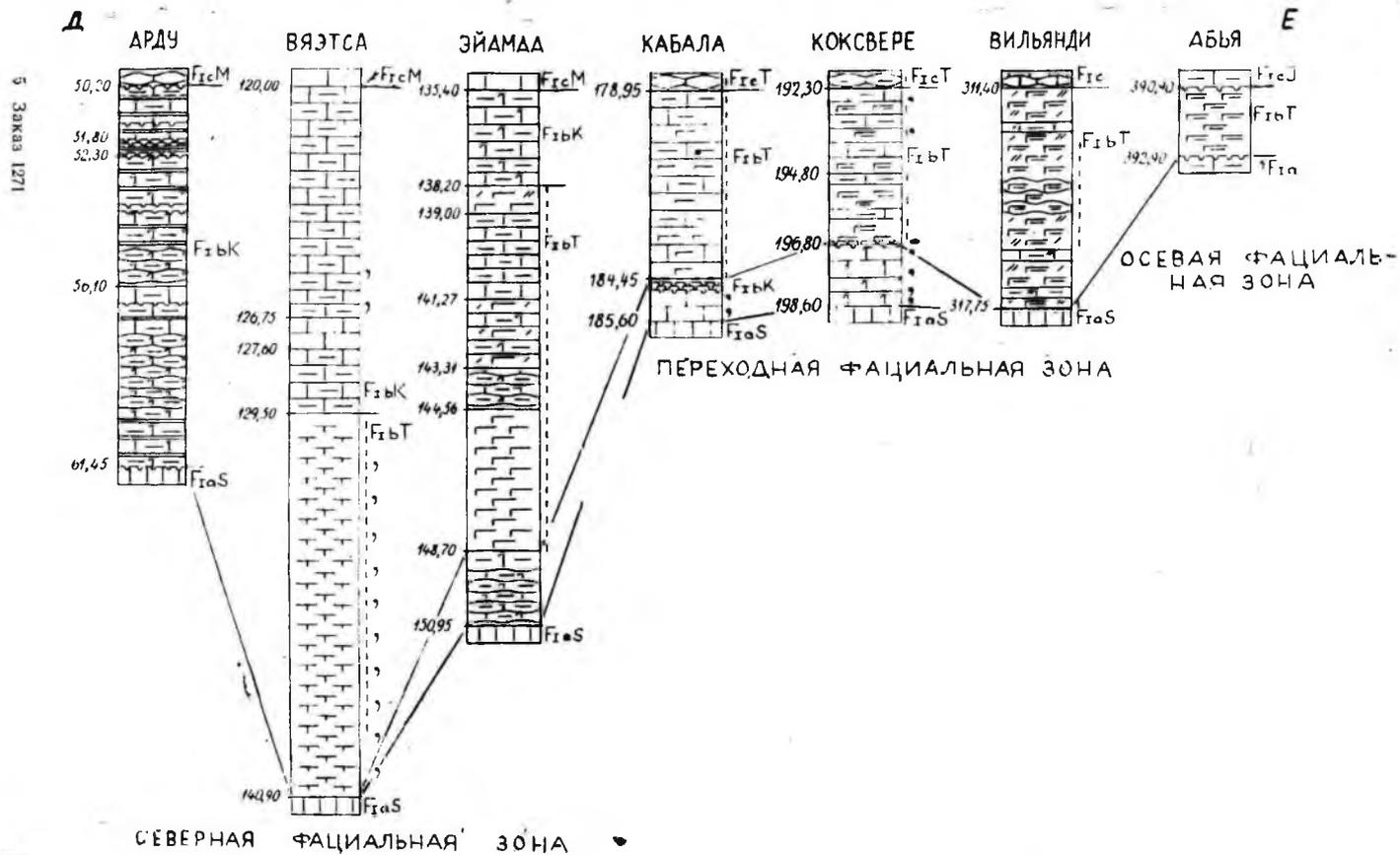


Рис. 11. Разрезы вормского горизонта по линии Д—Е (условные обозначения на рис. 4).

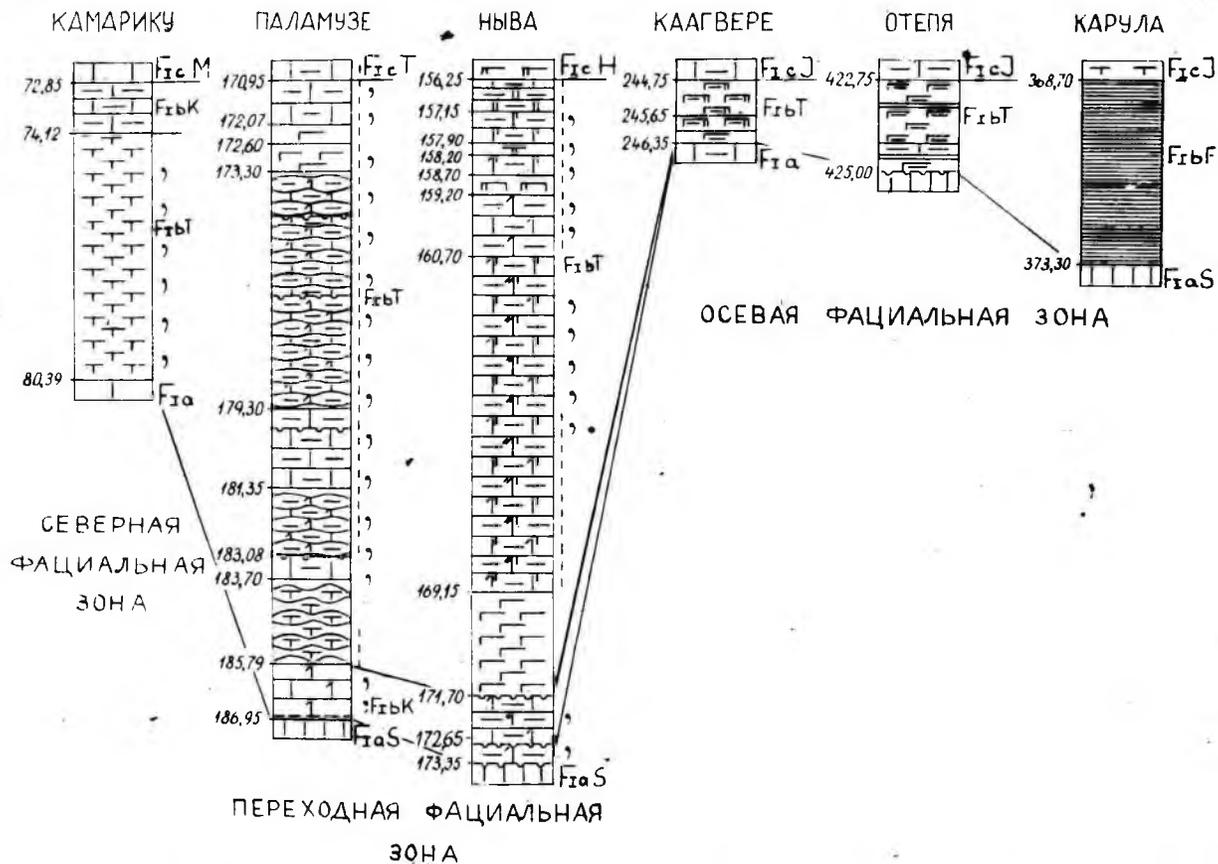


Рис. 12. Разрезы вормиского горизонта по линии Ж—З (условные обозначения на рис. 4).

Для тудулиннской свиты (пачки) характерными считаются мергели (Мяяниль, 1966; Рыымусокс, 1967). Кроме мергелей встречаются также глинистые известняки, особенно средне- и сильноглинистые подтипы, причем соотношения между мергелями и глинистыми известняками разнообразны. Наши исследования показывают, что тудулиннская свита охарактеризована 3 типами разрезов. Первый тип разрезов распространен в центральной и восточной частях северной фациальной зоны (рис. 5, рис. 11, рис. 12) и восточной части переходной фациальной зоны (рис. 12). Для этого типа разрезов характерны известковые мергели, а также и средне- и сильноглинистые известняки (скв. Паламузе, Ныва и др.). Второй тип разрезов свойствен переходной фациальной зоне (рис. 6). Тудулиннская свита сложена здесь как известковыми, так и глинистыми мергелями, в которых присутствуют и прослои глинистых известняков. Частота встречаемости последних варьируется. Третий тип разрезов является характерным для северной части осевой фациальной зоны (рис. 8, рис. 11, рис. 12). Разрезы представлены в основном глинистыми мергелями, в которых местами присутствуют прослои аргиллита или глинистых известняков.

Ограниченно распространены в юго-восточной части Эстонии аргиллиты и аргиллитоподобные глины фьякской свиты (см. рис. 3).

### Литологическая характеристика карбонатных пород

**Известняки с содержанием глинистого материала ниже 10%** имеют в вормиском горизонте, очевидно, подчиненное значение. Прослеживая их распространение, видим, что чаще они присутствуют в разрезах скважин северной фациальной зоны (см. рис. 3, рис. 4). В южном направлении их роль постепенно уменьшается. Известнякам свойственна мелкодетритистая (содержание детрита 10—25%) тонкокристаллическая или тонко- и микрокристаллическая структура. Только в отдельных скважинах (Виртсу, Коксвере, Селисте, Кингисепп) установлено повышенное содержание мелкого детрита (25—39%). В этих случаях известняки залегают непосредственно над нижней границей горизонта и содержат зерна глауконита. Состав детрита варьируется. В северо-западной части Эстонии (скв. Орьяку, Азукюла), наряду со скелетными фрагментами иглокожих, трилобитов, остракод, мшанок, присутствуют также остатки скелетов водорослей (*Vermiporella*). Последние местами даже преобладают в составе детрита. То же показывают исследования вещественного состава и распределения детрита в скважинах Рапла (Пылма, 1972) и Хаапсалу (Вингисаар, 1971). В известняках, распространенных в самой нижней части

горизонта, часто преобладающими являются скелетные фрагменты трилобитов, которым может сопутствовать также детрит скелетов других беспозвоночных.

**Глинистые известняки** распространены в вормсиском горизонте значительно шире по сравнению с известняками, но также в основном в северной фациальной зоне (см. рис. 3). В переходной фациальной зоне, особенно в ее южной части (скв. Селисте и Вильянди), они имеют уже второстепенное значение. В осевой зоне их еще меньше. Местами (скв. Мартна, Паливере, Арду, Выхма) в комплексах глинистых известняков имеют наличие относительно постоянные прослои мергеля мощностью до 3 см. Среди глинистых известняков обычно преобладают средне- и сильноглинистые разновидности (содержание глинистого материала соответственно 15—20% и 20—25%), особенно в восточной части переходной фациальной зоны. Несмотря на то, что глинистые известняки довольно широко распространены, их структуры сравнительно одинаковые. Наиболее распространенными являются тонко- и микрокристаллические мелкодетритистые структуры. Только в некоторых комплексах (скв. Румба, Паливере, Арду, Эйамаа, Коксвере, Пярну) глинистые известняки охарактеризованы мелко- и крупнодетритовой структурой (содержание детрита 25—50%). Детрит сложен скелетными фрагментами иглокожих, мшанок, остракод, брахиопод, трилобитов, водорослей (*Vermiporella*). Их соотношения в разных комплексах различны. Наиболее распространенными являются скелетные фрагменты иглокожих, прежде всего в глинистых известняках с мелко- и крупнодетритовой структурой. Некоторым глинистым известнякам (скв. Арду, Мартна, Азукула и др.) свойствен водорослевый детрит.

**Мергели** распространены в Эстонии во всех фациальных зонах, но преимущественно в переходной и осевой (см. рис. 3, рис. 9, рис. 10, рис. 11, рис. 12). Они подразделяются на известковые и глинистые мергели (содержание глинистого материала соответственно 25—50% и 50—75%). Известковые мергели в северной фациальной зоне присутствуют обычно в виде прослоев в известняках и глинистых известняках, обуславливающих полукомковатую, комковатую и слоистую текстуру этих пород. Но известковые мергели составляют и самостоятельные комплексы (особенно в южной и восточной частях северной фациальной зоны). В переходной фациальной зоне распространены обе разновидности мергеля, причем в южном направлении увеличивается значение глинистых мергелей. В осевой фациальной зоне последние уже полностью преобладают.

Глинистое вещество в мергелях довольно равномерно распределено. Но в них могут присутствовать также линзы, комки и прослои глинистых известняков, обуславливающие комковатую

текстуру мергелей (напр. скв. Орьяку, Паламузе, Вильянди и др.).

Известковые мергели охарактеризованы преимущественно тонкокристаллической, микро- и тонкокристаллической, мелко-детритистой или мелко- и крупнодетритистой структурами.

В глинистых мергелях содержание детрита относительно низкое. Только в разрезах скважин Вильянди и Коксвере глинистый мергель содержит довольно много мелкого детрита скелетов иглокожих. В глинистых мергелях осевой фациальной зоны детрита в общем мало. Некоторые прослои мергеля богаты ходами илоедов.

Детрит в известковых мергелях сложен скелетными фрагментами иглокожих, брахиопод, мшанок, трилобитов, остракод. Глинистые мергели по составу детрита являются более однородными. Установлен преимущественно иглокожий детрит.

Глинистые мергели в Южной Эстонии также местами слабо битуминозные.

Карбонатные породы вормсиского горизонта вторично относительно слабо изменены. Доломитизация сильнее выражена в окрестностях тектонических нарушений, где вместо глинистых известняков присутствуют глинистые доломиты и вместо мергелей — домериты.

**Глауконит и фиолетовые пятна.** Глауконит в отложениях вормсиского горизонта установлен главным образом в переходной структурно-фациальной зоне (рис. 3, рис. 5 и рис. 6), но местами также в северной зоне.

Вертикальное распределение глауконита в разрезах скважин неодинаковое. Примость глауконита постоянна в небольшом количестве в породах, распространенных в восточной части Эстонии, как в северной, так и в переходной фациальных зонах (скв. Камарику, Паламузе, Ныва, Коксвере); а на западе — в разрезах скважин Виртсу и Кингисепп. В других разрезах (скв. Варбла, Селисте, Пярну, Аре, Тоотси, Выхма и др.) глауконит связан с нижней частью горизонта.

Глауконит может сопровождаться также фиолетовыми пятнами (скв. Паламузе, Ныва, Коксвере, Вяэтса и др.). Но они присутствуют и самостоятельно, без глауконита (скв. Вильянди, Аре, Тоотси, Кабала, Эйамаа, Кахала II, Румба и др.). В общем распространение глауконита и фиолетовых пятен по площади более или менее совпадает и связывается преимущественно с переходной фациальной зоной. Чаще всего они связаны с сильноглинистыми известняками и мергелями.

**Текстура карбонатных отложений.** Внутрипластовые текстуры в отложениях вормсиского горизонта довольно разнообразные. Чистым известнякам обычно свойственны среднеслоистые и полукомковатые текстуры. Глинистые известняки являются среднеслоистыми, полукомковатыми и комковатыми. Полуком-

коватые текстуры в отложениях вормисского горизонта встречаются значительно чаще, чем комковатые текстуры.

В мергелях глинистый материал довольно часто распределен равномерно и поэтому текстуры неясно выражены (неясные слоистые текстуры). Но местами (скв. Орьяку, Паламузе, Вильянди и др.) в мергелях установлены ясные или неясные комковатые текстуры (по классификации Ораспыльд, 1964).

**Поверхности перерыва** внутри горизонта, установлены во многих скважинах (Орьяку, Хулло, Азукюла, Паливере, Лоху, Арду, Кийдева, Эйкла, Виртсу, Муху, Румба, Кынну, Кабала, Коквере, Паламузе, Ныва и др.). Сопоставить их между собой нелегко, но чаще они присутствуют в нижней и верхней частях горизонта. Многочисленные поверхности перерыва установлены чаще в верхней части горизонта в разрезе скважины Арду (в интервале 51,88—52,3 м).

Поверхности перерыва часто маркируют и нижнюю, и верхнюю границы вормисского горизонта (см. стр. 52).

Морфология поверхностей перерыва нами специально не изучалась, но в общем можно сказать, что чаще встречаются неровные, реже — ровные поверхности.

Импрегнация поверхностей перерыва обычно пиритовая, но в разрезах скважин Лаэва-6 и Лаэва-10 установлены также лимонитизированные поверхности перерыва (Ораспыльд, 1980).

Оценивая частоту встречаемости поверхностей перерыва внутри горизонта по фаціальным зонам, можно сказать, что наиболее часто они встречаются в северной фаціальной зоне, реже — в переходной фаціальной зоне и редко — в осевой зоне (скв. Ристикюла).

### Глинистые минералы

Глинистый материал является важным компонентом в карбонатных отложениях вормисского горизонта, но гранулометрический состав глинистого вещества пока еще мало изучен. Нами проанализированы (пипеточным методом) только 18 образцов из буровых скважин Орьяку, Азукюла и Мартна (Северо-западная Эстония). Полученные данные показывают, что по 14 образцам фракция  $< 0,01$  мм составляет 72—97%, а в 4 образцах 40—66%. Остальная часть принадлежит практически фракции 0,01—0,05 мм (мелкий алеврит). Так как основной частью, ставляющий нерастворимый остаток, является пелитовая фракция, можно предполагать, что преобладающим компонентом в составе глинистого материала являются глинистые минералы. Состав их определен рентгеноструктурным методом. Пробы (70) для определения состава и количества глинистых минералов взяты из скважин Орьяку, Азукюла, Румба, Кахала II, Паламузе, Отепя, Пярну и Кингисепп (см. рис. 1).

Таблица

## Рентгеноструктурный анализ глинистой фракции (&lt;0,001 мм)

Буровая скважина	Глубина взятия образцов, м	Количество глинистых минералов, %			
		ГС	X	M-X	K
1	2	3	4	5	6
Орьяку	79,03—79,06	80	20		
	80,15—80,21	70	30		
	81,70—81,80	70	30		
	83,47—83,60	85	15		
	85,10—85,15	50	20	30	
	87,59—87,68	60	20	20	
	89,67—89,70	80	20		
	90,37—90,46	85	15		
	93,17—93,24	90	10		
95,55—95,58	90	10			
Румба	151,51—151,57	100			
	152,50—152,56	40		60	
	153,56—153,62	100			
	154,55—154,58	100			
	155,45—155,50	40		60	
	156,40—156,44	40		60	
	157,30—157,35	50		50	
	158,22—158,25	50		50	
	159,20—159,25	70		30	
	160,50—160,53	85		15	
	161,30—161,33	90		10	
	161,80—161,86	90	10		
	161,97—162,03	100	сл.		
	162,80—162,85	90	10		
163,50—163,57	90	10			
163,98—164,00	90	10			
Азукюла	83,41—83,49	65	35		
	85,61—85,67	60	40		
	86,74—86,77	100			
	87,13—87,22	75	25		
	88,79—88,84	80	20		
	92,17—92,21	70	30		
93,63—93,68	90	10			
Кахала II	121,10—121,13	85	15		
	121,90—121,93	90	10		
	124,20—124,22	90	10		
	124,90—124,95	90	10		
	126,93—126,95	90	10		
	128,65—128,69	95	5		
	129,50—129,52	90	10		
Паламузе	171,10—171,12	80	20	сл.	
	171,20—171,30	90	10		
	171,55—171,75	90	10		
	172,10—172,15	90	10		
	173,40—173,55	85	15		
	174,30—174,45	80	20	сл.	

1	2	3	4	5	6
	175,00—175,03	90	10	—	
	177,20—177,30	85	15	сл.	
	178,15—178,25	80	10	10	
	179,08—179,10	70	10	20	
	180,80—180,90	75	10	15	
	181,50—181,60	90	10		
	183,40—183,50	95	5		
	183,80—183,90	90	10	—	
	184,20—184,30	85	15	сл.	
	185,25—185,35	90	10		
	186,85—186,95	100			
Кингисепп	337,70	90	10		
	339,40	90	10		
	341,50	80	20		
	342,15	100			
Пярну	309,40—309,44	80	20		
	311,74—311,76	70	30		
	312,28—312,30	90	10		
	313,50—313,54	85	15		
	313,90—313,95	85	15		
Отеля	422,78—422,80	80	20		сл.
	423,19—423,20	80	10		10
	423,90—423,93	80	20		
	424,89—424,91	80	20		

- ГС — гидрослюда  
 Х — хлорит  
 М-Х — монтмориллонит-хлорит  
 К — каолинит  
 сл. — следы

Представление о результатах этих исследований дает таблица, приведенная выше.

Как видно из таблицы, преобладающим глинистым минералом в составе глинистой фракции нерастворимого остатка является гидрослюда. Ей, как правило, сопутствует хлорит. Кроме того он установлен еще в разрезах скважин Орьяку и Паламузе. В разрезе скв. Отеля в одной пробе отмечается даже наличие каолинита (10%).

Следует отметить, что проанализированные пробы отобраны в основном из разрезов северной и переходной фациальных зон и значительно меньше из осевой зоны (только из разреза скв. Отеля). Поэтому изложенные данные не позволяют еще сделать общих выводов о закономерностях в фациальных зонах. По имеющимся данным, фациальные различия на составе и на количестве глинистых минералов не отражаются. Присутствие монтмориллонит-хлорита связано, по-видимому, с диagenетическими изменениями в отложениях.

## ЛИТЕРАТУРА

- Вингисаар П. А., Ораспыльд А. Л., Эйнасто Р. Э., Юргенсон Э. А. 1965. Единая классификация и легенда карбонатных пород. Таллин.
- Вингисаар П. 1971. Микролитологическое исследование известняков ордовикского разреза скважин Хаапсалу. Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 20, № 1. Таллин.
- Вингисаар П., Мянниль Р. К литостратиграфии vormsического горизонта в Северной Эстонии. Изв. АН ЭССР. Хим. Геол. (в печати).
- Мянниль Р. М. 1958. К стратиграфии набалаского горизонта (F1a) верхнего ордовика Эстонской ССР. Труды Инст. геол. АН ЭССР, II. Таллин.
- Мянниль Р. М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, «Валгус».
- Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М. 1968. Стратиграфия вирусских и харьюских отложений (ордовик Средней Прибалтики). В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис».
- Мянниль Р., Рыбусокс А. Ревизия литостратиграфической схемы расчленения ордовика Северной Эстонии. В сб.: Корреляция древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, «Валгус», (в печати).
- Ораспыльд А. Л. 1964. О некоторых текстурах карбонатных пород харьюской серии (верхнего ордовика) в Эстонии. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 153. Труды по геологии II. Тарту.
- Ораспыльд А. 1980. Литологическая характеристика пограничных слоев vormsического и пиргуского горизонтов в средней части Эстонии. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 527. Труды по геологии VIII. Тарту.
- Пылма Л. О. 1967. О переходной полосе между северной и осевой фациальными зонами ордовика Прибалтики. Изв. АН ЭССР. Хим. Геол. 16, № 3, Таллин.
- Пылма Л. 1972. Состав и количество детрита в отложениях северной фациальной зоны ордовика Прибалтики (по скв. Рапла). Изв. АН ЭССР. Хим. Геол. 21, № 4, Таллин.
- Пылма Л. 1975. Исследование литологических характеристик ордовикских отложений северной и осевой структурно-фациальных зон Прибалтики. Автореф. канд. дисс. Инст. геол. АН ЭССР, Таллин.
- Рыбусокс А. 1962. К стратиграфии харьюской серии в Эстонии. — Труды Инст. геол. АН ЭССР, вып. X. Таллин.
- Рыбусокс А. 1967. Стратиграфия вирусской и харьюской серии (ордовик) Северной Эстонии. Автореф. докт. дисс. Геол. инст. АН СССР. Москва—Тарту.
- Jaanusson, V. 1944. Übersicht der Stratigraphie der Lyckholm-Komplexstufe. Bull. Comm. Geol. Finlande, Nr. 132. Helsinki.

## LITHOLOGY OF THE VORMSI STAGE IN ESTONIA

A. Oraspõld, E. Kala

### Summary

The Vormsi stage is characterized by Kõrgessaare and Tudulinna formations in Estonia.

The Kõrgessaare formation (see Figs. 4—6 and 9—11) consists of grey nodular or seminodular and medium-bedded micro- and

finely-crystalline clayey limestones with interlayers of marl. It was deposited in North Estonia (northern structural-facial Zone), particularly in its western and central parts, and presumably partly in the Transitional structural-facial Zone (in the lower part of the stage).

The **Tudulinna formation** (see Figs. 4—12) is characterized by layered or nodular green- or dark-grey calcareous and clayey marls. Green-grey clayey finely crystalline detritic limestones have been found, too. The texture of marls is finely crystalline or micro-crystalline fine- or coarse-detritic. Compared with clayey marls, shell detritus is more abundant in calcareous marls.

The formation has three lithologically different types of sections. The **first** type is distributed mainly in the central and eastern parts of the North Zone and in the eastern part of the Transitional Zone. This type is characterized by calcareous marls and clayey limestones. The **second** type is known from the transitional Zone. The formation is composed of calcareous and clayey marls with interclations of clayey limestone. The **third** type is distributed in the border regions of the Central structural-facial Zone (South Estonia) and consists of dark-grey clayey marls with rare beds of clayey limestone and argillite.

In the south-eastern part of Estonia the **Fjäckä formation** is also represented by argillites and argillite-like clays.