
**СТРАТИГРАФИЯ
ДРЕВНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
ПРИБАЛТИКИ**

Eesti
Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

N^o 34

АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

СТРАТИГРАФИЯ
ДРЕВНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПРИБАЛТИКИ

ТАЛЛИН 1984

Редакционная коллегия:

кандидаты геолого-минералогических наук [С. С. Бауков,] Х. А. Вийдинг, член-корреспондент АН ЭССР Д. Л. Кальо (председатель), кандидат геолого-минералогических наук Э. Р. Клааманн (секретарь), доктор геолого-минералогических наук Р. М. Мяниль, академик АН ЭССР [К. К. Орвику,] член-корреспондент АН ЭССР А. В. Раукас.

Ответственные редакторы Р. М. Мяниль и К. А. Менс

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета
Академии наук Эстонской ССР
РИСО № 1394.

УДК 551 : 732+733 (474)

Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Сборник статей, изданный Академией наук ЭССР. Таллин, 1984 (рез. эст., англ.). Рассматриваются стратиграфические схемы кембрийских и ордовикских отложений отдельных структурно-фациальных районов Прибалтики, а также их соотношение с региональными схемами кембрия и ордовика. Обсуждаются корреляционное значение органических остатков в балтийской серии и вопросы зональной стратиграфии силура.

Книга рассчитана на геологов и палеонтологов, изучающих древнепалеозойские отложения. Рис. 21. Фототабл. 2. Библ. 117 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В данном сборнике объединены статьи, в которых содержатся материалы, обосновывающие подробные стратиграфические схемы кембрия, ордовика и силура Прибалтики, по детальности соответствующие требованиям крупномасштабной геологической съемке.

Разрез древнего палеозоя Северной Прибалтики широко известен благодаря хорошей обнаженности и незначительным постседиментационным изменениям пород, делающими эти отложения пригодными для всестороннего изучения. Не менее полны, а по многим интервалам и более представительны соответствующие отложения вне полосы их выходов на дневную поверхность — в Средней и Южной Прибалтике. Немаловажную роль в этом сыграли данные, полученные при глубоком бурении, вскрывшем отложения более или менее равномерно по всей рассматриваемой территории. Именно материал изучения буровых кернов нередко имел определяющее значение при разработке новых, более детальных стратиграфических схем древнепалеозойских отложений Прибалтийского региона. В настоящее время эти схемы уже опубликованы и утверждены Межведомственным стратиграфическим комитетом в качестве официального основания для разных геологических работ¹.

Разработке детальных стратиграфических схем предшествовало структурно-фациальное районирование территории, согласно которому Прибалтийский регион делится на три (кембрий) или на два (ордовик, силур) района с переходной зоной между ними. Нередко структурно-фациальные районы, в свою очередь, подразделяются на подрайоны (кембрий, силур).

В сборнике наиболее полно рассматриваются материалы, обосновывающие местные стратиграфические схемы по ордовика. Так, в статье Р. Мянниля и А. Рыымускса представлены материалы по Северной Эстонии — стратотипической местности Восточно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны и одновременно ее основной, внутренней подзоны. Материалы по стратотипической местности внешней подзоны этой же зоны рассматриваются в статье Е. Лашкова, И. Пашкевичюса и Н. Сидаравичене. Наконец, в третьей статье этой серии, написанной Р. Ульст, Л. Гайлите и Т. Спрингис, изложена стратиграфия ордовик-

¹ Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики 1976 г. С унифицированными стратиграфическими таблицами. Ленинград, 1978.

ских отложений стратотипической местности Западно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны.

Вопросы упорядочения местных стратиграфических схем рассматриваются и в двух статьях, посвященных кембрийским отложениям (Кала, Менс, Пиррус; Менс, Пиррус, Брангулис).

Объективная корреляция разнофациальных отложений нуждается в палеонтологическом обосновании. Особое значение при этом приобретают работы регионально-палеонтологического характера, выполненные на материале, полученном из стратиграфически непрерывных разрезов, на основе которых можно установить закономерности распространения ископаемых организмов как по вертикали, так и по латерали (статьи Менс и Пости, а также Нестор). Итогом такого рода исследований является статья Д. Кальо, Р. Ульст и И. Пашкевичюса, в которой приведена граптолитовая зональная схема региона.

Сборник включает 8 статей 15 авторов. Статьи сгруппированы по системам.

Будем надеяться, что помещенные в сборнике материалы, основная часть которых была специально подготовлена к Прибалтийскому стратиграфическому совещанию 1976 г., найдут широкое применение в практике стратиграфических работ и позволят повысить эффективность геологических исследований, проводимых геологической службой.

Редакторы

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ В БАЛТИЙСКОЙ СЕРИИ ЭСТОНИИ

К. А. Менс, Э. А. Пости

На Восточно-Европейской платформе наиболее древние отложения с остатками скелетообразующих организмов относятся к балтийской серии. Однако последняя палеонтологически еще слабо изучена, особенно в части скелетообразующих, что можно частично объяснить их плохой сохранностью и незначительными размерами. К настоящему времени наиболее полно изучены микрофитофоссилии (акритархи), широко используемые для расчленения и сопоставления рассматриваемых отложений и позволяющие обосновывать выделение в составе серии двух горизонтов: нижнего — ровенского и верхнего — лонтоваского (Кириянов, 1968; 1969; Волкова, 1968, 1973 и др.).

Территория Эстонии весьма подходящий объект для биостратиграфических исследований отложений балтийской серии, поскольку здесь кроме естественных обнажений они вскрыты многочисленными буровыми скважинами, расположенными более или менее равномерно по всей республике. Кроме того здесь хорошо прослеживаются переходы от песчаных прибрежных отложений (на западе) до глинистых, образовавшихся в удалении от берега бассейна (на востоке). Изучение собранного материала по всему разрезу серии позволило установить определенную закономерность в распределении отдельных органических остатков. Были найдены и новые формы окаменелостей. В данном сообщении основное внимание уделяется вертикальному распределению органических остатков (фауны и акритарх); систематическое описание новых и таксономическая ревизия ранее известных форм будут приведены в специальных статьях по мере завершения исследований.

В материковой части Эстонии балтийская серия сложена в основном лонтоваской свитой (Мардла и др., 1968; Менс, Пиррус, 1971 и др.). Авторы не изучали западные острова республики, где присутствие отложений балтийской серии палеонтологически еще не доказано (см. статью Кала, Менс, Пирруса в данном сборнике). На севере, вдоль побережья Финского залива, мощность лонтоваской свиты весьма выдержана — 70—90 м (см. рис. 1). В южном направлении ее мощность сравнительно быстро уменьшается в основном из-за последующего размыва верхней части и составляет на линии Пярну — Каагвере всего лишь 30 м. Вся лонтоваская свита на территории республики представлена терригенными образованиями, характеризующимися значительной фациальной изменчивостью в широтном направлении: на восток



от Таллина в составе свиты преобладают глины, а на западе основная часть ее сложена песчаниками и крупнозернистыми алевролитами (рис. 2). По вертикальному разрезу свита литологически также неоднородна. В ходе геологосъемочных работ на северо-востоке и на севере республики (до Вихтерпалу) в составе свиты были выделены четыре пачки с более или менее выдержанной на этой площади литологической характеристикой (Кала, Мардла, Каяк, 1970; Pirrus, 1973; Менс, Пиррус, 1977). Эти пачки снизу вверх следующие.

1. Сямская пачка представлена переслаиванием зеленовато-серых глин, алевролитов и песчаников, содержащих глауконит и единичные гальки фосфатизированных пород. По плоскостям наслоения часто наблюдаются присыпки слюды и следы *Planolites* диаметром до 1 см, а также *Skolithos* диаметром 1—3 мм и пиритизированные следы ползания червеобразных шириной до 1—2 мм. Из фауны обнаружены *Sabellidites cambriensis* Yan., *S. sp.*, *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Yanichevskyites petropolitanus* (Yan.), *Onuphionella* sp., фрагменты беззамковых брахиопод и ядра хиолитов. Акритархи в этой части разреза представлены следующими видами: *Leiosphaeridia* типа B, L. sp., *Granomarginata squamacea* Volk., реже *G. prima* Naum., *Micrhystridium tornatum* Volk., M. sp., *Leiomarginata simplex* Naum. и особенно редко *Tasmanites tenellus* Volk.

2. Махуская пачка сложена преимущественно зеленовато-серыми алевритовыми и алевритистыми глинами с пленками и гнездами алевритового материала. На плоскостях наслоения встречаются многочисленные пиритизированные следы ползания червеобразных шириной 0,5—2 мм, а иногда до 5—6 мм и редкие следы *Planolites* и *Skolithos*. Из фауны найдены *Sabellidites* sp. (в основном внизу), *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *P. lontoва* Örik (редко), *Yanichevskyites petropolitanus* (Yan.), хитиноидные рогообразные склериты, ядра хиолитов и фрагменты беззамковых брахиопод. Акритархи представлены так наз. лонтоваским комплексом (Волкова, 1973, с. 55), состоящим из *Granomarginata squamacea* Volk., *G. prima* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk., *Micrhystridium tornatum* Volk., *Leiosphaeridia* типа A, B и C.

3. Кестлаская пачка сложена преимущественно пестроокрашенными тонкодисперсными глинами. На плоскостях наслоения, особенно в нижней части пачки, много пиритизированных следов ползания червеобразных различной ширины, вплоть до 1 см. Среди остатков скелетной фауны этой пачки встречается много общих форм с органическими остатками махуской пачки; здесь только не найдены сабеллидитиды, появляются *Aldanella kunda* (Örik) и значительно чаще встречаются хиолиты и *Platysolenites lontoва* Örik. Комплекс акритарх тождествен обнаруженному в породах махуской пачки.

4. Таммнеэмская пачка представлена чередованием алевритистых глин и пелитовых алевролитов зеленовато-серой окраски. Пиритизированные следы ползания червеобразных сравнительно редкие, но здесь часто обнаруживаются следы *Planolites* и *Skolithos* диаметром до 1,5 см. Среди остатков фауны преобладают платисолениитиды:

Рис. 1. Схема расположения скважин, на которые имеется ссылка в тексте. В знаменателе — мощность лонтоваской свиты в метрах, в числителе — мощность слоев, не содержащих платисолениитид.

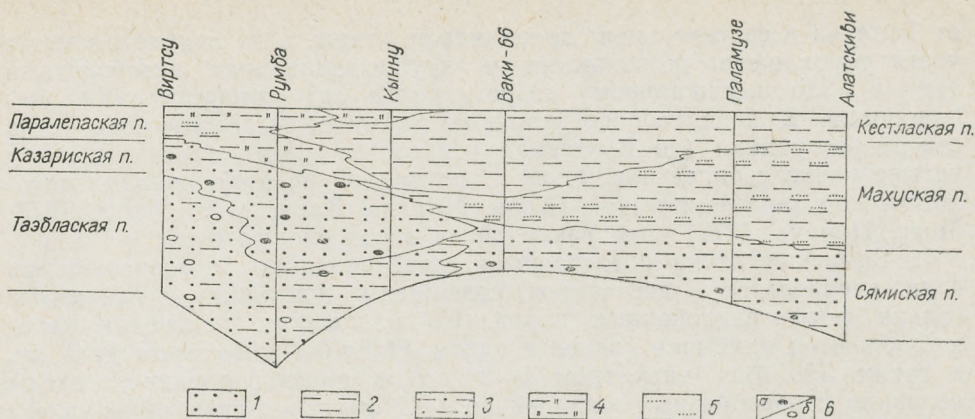


Рис. 2. Схематический разрез лонтоваской свиты по линии Виртсу-Алатскиви. Индексы пачек. InS — сямиская, InM — махуская, InK₁ — кестлаская, InT₁ — таммнеэская, InT₂ — таэблаская, InK₂ — казариская, InP — паралепаская. 1 — песчаник; 2 — глина; 3 — чередование глин и песчаников; 4 — чередование глин и алевролитов; 5 — пленки алевролитового материала; 6 — гальки фосфатизированных пород (а) и глин (б).

Yanichevskyites petropolitanus (Yan.), *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *P. lortova* Öpik (редко) и плоскоспиральная форма платисоленид. Найдены также ядра хиолитов и фрагменты брахиопод. Акритархи в таммнеэмских отложениях встречаются гораздо реже, чем в глинах нижележащих пачек. До сих пор акритархи были извлечены только из проб, взятых в краёре Копли и в скв. Козе-Люкати; они представлены следующими видами: *Leiosphaeridia* sp., *Granomarginata prima* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk. и *Synsphaeridium* sp. Отложения таммнеэмской пачки встречаются лишь в районе между Локса (на востоке) и Вихтерпалу (на западе).

На западе материковой части Эстонии, где в составе балтийской серии преобладают песчаники, сохраняется такая же последовательность залегания пород в разрезе: внизу более грубые, чем вверх, как и в более восточных районах. Детальное описание лонтоваской свиты, распространенной на западе Эстонии, приведено в данном сборнике в статье Э. А. Кала, К. А. Менс и Э. А. Пирруса. Согласно исследованиям указанных авторов, лонтоваская свита имеет в этом районе трехчленное строение.

Нижняя, таэблаская пачка сложена преимущественно несортированными песчаниками, содержащими лишь на отдельных уровнях глинистые слои мощностью до 2 м. В этой пачке обнаружены единичные следы *Planolites* диаметром до 7 мм, *Skolithos* диаметром до 3 мм и пиритизированные следы ползания червеобразных организмов диаметром до 3 мм. Для пород пачки характерны крайне незначительное содержание глауконита и частное нахождение плоских галек из глинистой породы. Из фауны в нижней части пачки найдены *Sabellidites cambriensis* Yan. и фрагменты слабморщинистых мелких сабеллитид, а в верхней части пачки появляются еще платисолениды и хиолиты. По разрезу пачки состав акритарх неодинаковый: в низах найдены *Leiosphaeridia* типа В и С, *Granomarginata squamea* Volk., *G. prima* Naum. (редко), *Micrhystridium tornatum* Volk. и изредка *Leiomarginata*

simplex Naum.; последняя, однако, более характерна для верхних слоев рассматриваемой пачки, где появляются и *Tasmanites tenellus* Volk.

Залегающая выше казариская пачка сложена в основном также песчаниками и алевролитами, но в отличие от таэблаской пачки здесь породы содержат в заметном количестве глауконит и послойно фосфатизированные гальки алевроитовых и песчаных пород. В глинистых слоях наблюдаются хорошо выраженные пиритизированные следы ползания червеобразных шириной от долей миллиметра до 2—3 мм, а в алевроитово-песчаных породах следы *Planolites* диаметром до 7 мм и *Skolithos* до 3 мм. Из фауны найдены *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Yanichevskyites petropolitanus* (Yan.) и ядра хиолитов. Акритархи представлены формами лонтоваского комплекса.

Верхняя, паралепаская пачка сложена в основном глинами, обогащенными в разной степени алевроитовым материалом. Во многих разрезах наблюдаются слои алевролитов мощностью от нескольких сантиметров до 20—30 см. Ихниты многочисленны; пиритизированные следы ползания червеобразных (иногда более 5 мм в ширину) приурочены к более однородным глинистым интервалам, в то время как следы *Planolites* характерны для интервалов чередования глин и алевролитов. Из фауны кроме *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Yanichevskyites petropolitanus* (Yan.) и хиолитов найдены еще *Aldanella kunda* (Öpik), *Platysolenites lontova* Öpik, а в самых верхних слоях — плоскоспиральная форма платисоленирид. Акритархи многочисленны, особенно в глинистых прослоях, и представлены формами лонтоваского комплекса. Следует отметить, что вверх по разрезу в сообществе акритарх наблюдается некоторое обеднение видового состава: например, редко обнаруживаются *Leiomarginata simplex* Naum. и *Micrhystridium tornatum* Volk.

Данные о видовом составе и распределении акритарх в отложениях балтийской серии Эстонии (Волкова, 1968; 1973; Кирьянов, 1969; Янкаускас, Пости, 1973 и др.) свидетельствуют о широком развитии по всему разрезу серии характерных для лонтоваского горизонта маргинатных форм акритарх. Типичные для ровенского горизонта виды *Teophipolia lacerata* Kirjan. и *Leiosphaeridia crassa* (Naum.) обнаружены лишь в скважине Арду, в интервале 271,4—275,9 м (устное сообщение В. В. Кирьянова), сложенном сероцветными глауконитсодержащими пелитовыми алевролитами, включающими из скелетной фауны остатки сабеллидитид и единичные фрагменты трубок платисоленирид. Нахождение в скважине Арду ровенских видов акритарх и широкое развитие на территории республики в низах разреза кембрия отложений с остатками сабеллидитид (см. рис. 1), которые, по данным В. В. Кирьянова (1968, 1969), характерны для ровенского горизонта стратотипической местности, заставило нас подробно исследовать на акритархи базальные слои кембрия. Микропалеонтологическое изучение этих слоев, проведенное Н. А. Волковой и Э. А. Пости по скважинам Селисте, Пярну-245, Хаапсалу-I, Румба, Ягала-Ф-110, Сымеру, Эссу, Утрия и Петсери показало, что маргинатные (*Granomarginata squamacea*, *G. prima*, *Leiomarginata simplex*) и мелкие шиповатые (*Micrhystridium tornatum*, *M. sp.*) появляются с основания кембрия. Исходя из этого, можно заключить, что на большей части территории Эстонии разрез кембрия начинается с отложений лонтоваского возраста, в то время как отложения ровенского возраста сохранились лишь на отдельных небольших участках. Следует отметить, что состав

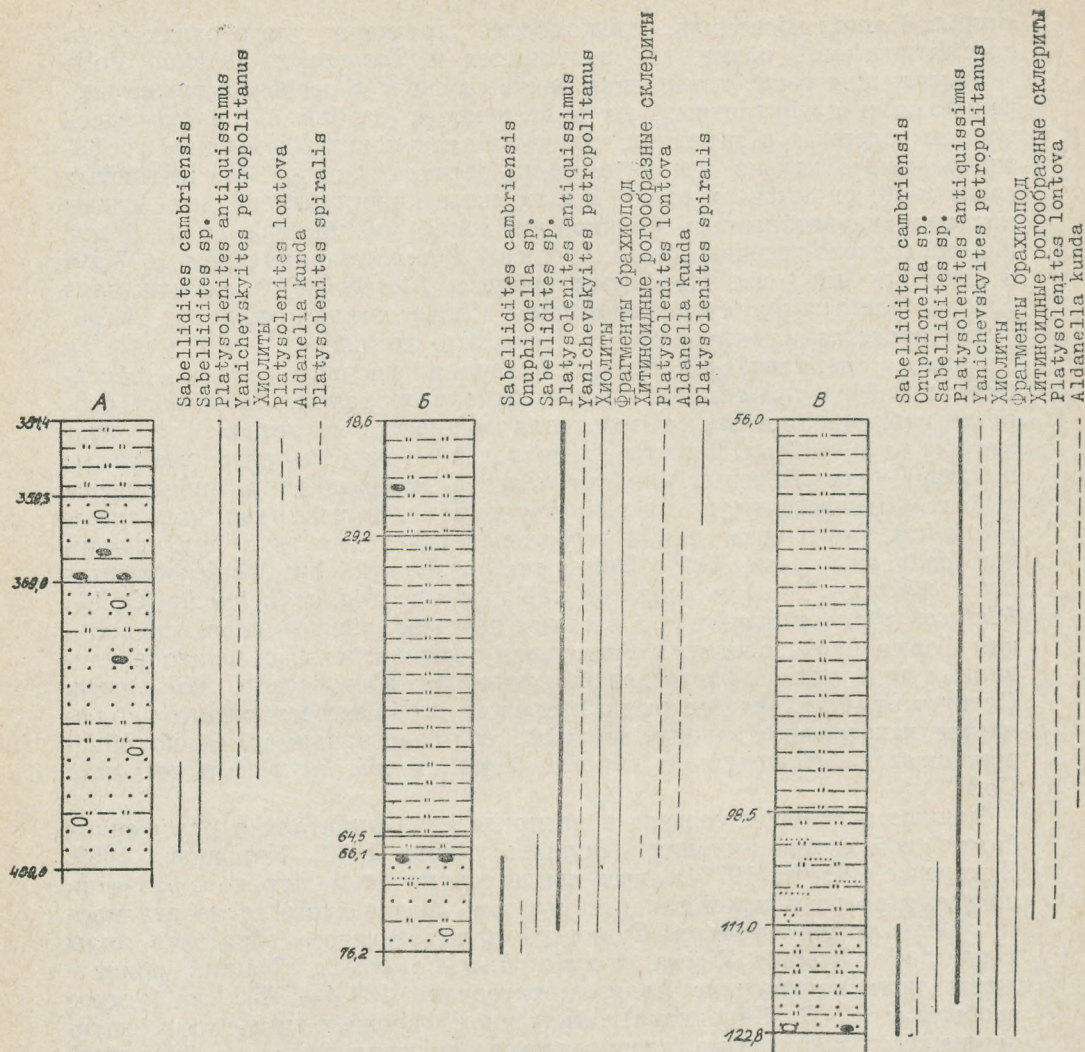


Рис. 3. Распределение характерных представителей фауны в сводных разрезах лонтоваской свиты на западе Эстонии (А), около Таллина (Б) и на северо-востоке республики (В). Толщина вертикальных линий обозначает относительную частоту встречаемости остатков фауны: пунктирная линия — редкие находки в отдельных разрезах; сплошная тонкая линия — во многих разрезах на отдельных уровнях; сплошная жирная линия — частные находки во всех разрезах.

Условные обозначения к литологическим колонкам см. рис. 2.

акритарх в низах лонтоваского горизонта несколько специфичен, на что обратила наше внимание Н. А. Волкова. Так, в нижних слоях горизонта не обнаружено *Tasmanites tenellus* и реже, чем в вышележащих слоях, встречаются *Granomarginata prima* и *Leiomarginata simplex*. На отсутствие *T. tenellus* в низах лонтоваского горизонта указывают и данные Н. А. Волковой (1968) по скважинам Отепя (587,0 м), Каагвере (423,5 м), Паламузе (377,6 м) и Ульясте-80 (162,8 м). *T. tenellus* отсутствует также в низах лонтоваского горизонта, в разрезе скважины

Лудза (Биркис и др., 1972) и в низах капленосской серии скважины Радзынь (Розанов и др., 1969). В то же время проба из скважины Кунда, взятая на 4,1 см выше основания кембрия, наряду с лейосферидиями и маргинатными формами содержала также *T. tenellus* (Янкаускас, Пости, 1973). Так как влияние фациального фактора на распределение акритарх еще слабо изучено, то пока трудно сказать, имеют ли эти факты биостратиграфическое значение, указывая на разновозрастность базальных слоев горизонта, или на появление *T. tenellus* на разных уровнях от подошвы свиты обусловлено составом вмещающих пород.

Остатки фауны в лонтоваской свите на рассматриваемой территории обнаруживаются сравнительно часто, но они обычно плохо сохранены. По имеющимся данным, остатки фауны в лонтоваской свите представлены несколькими видами сабеллидитид, пятью видами аннелид, одним видом гастропод и, вероятно, несколькими родами хиолитов, хитиноидными рогообразными склеритами неясного систематического положения и беззамковыми брахиоподами. Отличительной особенностью фауны лонтоваской свиты на рассматриваемой территории является наличие скелетов высокоорганизованных организмов (хиолиты, гастроподы, брахиоподы), которые, судя по литературным данным, отсутствуют в более древних толщах балтийской серии в сопредельных районах (рудаминская, ровенская и другие свиты).

Вертикальное распределение перечисленных остатков скелетной фауны и относительная частота их встречаемости в разрезах лонтоваской свиты по широтному профилю северной части Эстонии показаны на рис. 3. Литологические колонки этих разрезов приведены для запада по скважине Виртсу (интервал 351,4—400,0 м), по скважине Виймси-8 в районе Таллина (интервал 18,6—76,2 м) и для востока по скважине Кестла (интервал 56,0—122,8 м). Распространение фоссилий приведено как по находкам из керна вышеназванных трех скважин, так и по данным близко расположенных к ним скважин. Находки фоссилий из кернов последних привязаны к скважинам Виртсу, Виймси-8 и Кестла по характерным литологическим признакам отдельных пачек. Исходя из относительной частоты встречаемости, фоссилии подразделены на три группы: к часто встречаемым формам отнесены найденные в каждом разрезе на многих уровнях интервала; к средне-встречаемым — обнаруженные во многих разрезах на отдельных уровнях интервала и к редко встречаемым — формы, установленные только в отдельных разрезах.

Остановимся кратко на характерных для лонтоваской свиты остатках скелетной фауны, исходя из очередности их появления в разрезе.

Сабеллидитиды имеют первостепенное значение в низах лонтоваской свиты: по их появлению в разрезах нередко удается установить нижнюю границу кембрия. Они представлены обломками хитиноидных трубок черного цвета, диаметром от 0,75 до 3 мм. Поперечная морщинистость трубок грубая до тонкой, иногда трудно заметная. Впервые сабеллидитиды, а именно *Sabellidites cambriensis*, были описаны из «синих глин» в Ленинградской области М. Б. Янишевским (1926). На территории Эстонии *Sabellidites cambriensis* приурочен к базальным слоям лонтоваской свиты (рис. 3). Вместе с этим видом, но в более широком вертикальном диапазоне распространения, находятся гладкие, мелкие, почти черные трубки сабеллидитид, диаметром меньше 0,5 мм, на которых только при большом увеличении можно обнаружить

иногда поперечную морщинистость. На рис. 3 эти мелкие сабеллитиды обозначены как *Sabellidites* sp.

Платисоленииды впервые обнаружены Х. Пандером (С. Pander, 1851). Из остатков фауны в отложениях лонтоваской свиты Эстонии они наиболее широко распространены. Появляются они главным образом в основании свиты, за исключением первых и реже десятков метров (см. рис. 1); в незначительном количестве они переходят и в вышележащие люкатиские отложения. Платисоленииды представлены почти белыми, в разной степени сегментированными кремневыми (халцедоновыми) трубками, в поперечном сечении чаще всего сплюснутыми, реже округлыми. Обычно внутренняя полость трубки заполнена или вмещающей породой (глина), или кристаллами пирита. К настоящему времени описаны два рода платисолениид: *Platysolenites* Pander и *Yanichevskyites* Sokolov.* Последний отличается более тонкой стенкой (составляет двадцатые доли поперечника) и отсутствием четких поперечных сегментов. Систематическое изменение толщины стенок трубки платисолениид по всему разрезу свиты не проводилось, и поэтому нельзя судить о биостратиграфическом значении этих двух родов. Согласно имеющимся данным, они, по-видимому, встречаются совместно.

Из рода *Platysolenites* в лонтоваской свите до недавнего времени были описаны два вида — *P. antiquissimus* Eichw. и *P. lontova* Örik. За последние годы найдена еще одна самостоятельная форма с четкими диагностическими признаками: маленькие, в разной степени сегментированные кремневые трубки, спирально свернутые в одной плоскости. Эта плоскоспиральная форма платисолениид первоначально обнаружена в Северной Норвегии и рассматривалась Г. Хамаром (Hamar, 1967) наряду с прямыми трубками, такими, как *P. antiquissimus*. Учитывая стратиграфическую приуроченность и четкие диагностические признаки, эта форма была выделена в новый вид — *P. spiralis* Posti (Пости, 1978). Вертикальное распределение отдельных видов платисолениид неодинаковое. Так, *P. antiquissimus* встречается по всему разрезу лонтоваской свиты, за исключением самых нижних ее слоев; *P. lontova* обнаружен на северо-востоке и севере Эстонии в кестлаской пачке, откуда он впервые был описан А. Эпиком (Örik, 1926), а также в махуской пачке и в виде единичных находок в низах таммнеэмеской пачки, а на западе республики найден в нижней части паралепаской пачки. Плоскоспиральная форма платисолениид приурочена к верхам лонтоваской свиты (к таммнеэмеской и к верхней части паралепаской пачки).

Кроме платисолениид среди аннелид в базальной части свиты в двух разрезах (скважины Сымеру и Ваки-66) найдены трубки, сложенные плотно прилегающими одна к другой чешуйками слюд. Такие же агглютинированные трубки под названием *Onuphionella* описаны В. В. Кирьяновым из стохотских слоев Волини.

Хиолиты сохранились в виде небольших (длиной до 3 см) удлиненных коноидальных ядер, сложенных пиритом; форма ядра в поперечном сечении овальная ли округленно-треугольная. Минералогический анализ ядер показал, что кроме пирита в них на отдельных участках имеется карбонатное вещество, возможно сохранившееся от

* Представители этого рода описан М. Б. Янишевским (1926) как *Serpulites*.

первичного скелета организмов. Ядра хиолитов встречаются по всему разрезу лонтоваской свиты, а в верхней части кестлаской пачки иногда обнаруживается их массовое скопление. Хиолиты, найденные из лонтоваской глины в карьере Кунда были описаны А. Эпиком (Õrik, 1926) под названием *Hyolithus (Orthotheca) mickwitzii*. Так как нами были обнаружены лишь ядра хиолитов, то установить систематическое положение этих организмов было трудно. Судя по поперечному сечению ядер, они вернее всего относятся к семейству *Circothecidae* Miss.

Хитиноидные рогообразные склериты впервые обнаружены в 1969 году А. Ю. Розановым в верхней части лонтоваской свиты в карьере Кунда. Они представлены черными, рогообразно изогнутыми сплюсненными склеритами, по-видимому, хитиноидного состава. Длина склеритов до 1 см. Скелет у них редко сохраняется и поэтому обычно находят только их отпечатки. Систематическое положение склеритов неясное: также неясно, имеем ли мы дело с целым организмом, или с какой-то его частью. Эти склериты приурочены к махуской и кестлаской пачкам, т. е. к наиболее глинистой части лонтоваской свиты; на западе республики они до сих пор не обнаружены. Кроме Эстонии эта форма найдена в Восточной Латвии в лонтоваском горизонте и выделена под названием «*Fomitchella*—подобные организмы» (Биркис и др., 1972).

Гастроподы найдены в северо-восточных районах Эстонии в кестлаской пачке, и на западе республики в нижней части параллельной пачки. Они представлены маленькими дискоидальными раковинами в 1,5—2,5 оборота, с овальным устьем. Внутренняя часть раковины заполнена пиритом; часто пиритизированы и стенки самих раковин. Первичный карбонатный материал раковин изредка сохраняется у единичных экземпляров в виде небольших участков. Впервые они были найдены А. Эпиком (Õrik, 1926) в карьере Кунда и описаны им как *Pleurotomaria ? kunda*. В настоящей работе они отнесены к роду *Aldanella* Vostokova, представители которого широко распространены в нижней кембрии на Сибирской платформе (Розанов, Миссаржевский, 1966).

Брахиоподы. По всему разрезу лонтоваской свиты встречены окатанные фосфатные обломки створок беззамковых брахиопод, у которых изредка сохранилась скульптура. Некоторые находки брахиопод из верхов лонтоваской свиты в карьере Кунда А. Эпиком были описаны как *Lingulella ? sp.*

В верхней части кестлаской пачки найдены пиритизированные отпечатки трубок, на которых видна поперечная скульптура в виде борозд или ребер. Форма этих отпечатков прямая и изогнутая. По внешнему сходству они рассматриваются нами условно как хиолителлиды.

Анализ площадного распространения перечисленных остатков скелетной фауны показал, что различия в составе фаунистического сообщества по латерали незначительные (рис. 3). Фациальная приуроченность обнаруживается лишь у хитиноидных рогообразных склеритов и, в какой-то степени, у платисоленирид. Первые найдены только в глинистых отложениях, осадившихся в удаленных от берега участках бассейна. Находки платисоленирид редкие в песчаных породах, особенно в образовавшихся в активных гидродинамических условиях, как, например, в отложениях таэблаской пачки на западе республики. На количестве находок фауны и сохранности их скелета отражается также литологический характер вмещающих пород.

Остатки фауны в вертикальном разрезе распределяются неодинаково.

Так, хиолиты, беззамковые брахиоподы, *Platysolenites antiquissimus* и *Yanichevskyites petropolitanus* встречаются по всему разрезу горизонта. Сабеллидитиды, хитиноидные рогообразные склериты, *Onuphionella*, *Platysolenites lontova*, *P. spiralis* и *Aldanella kunda* распределяются в определенной последовательности и поэтому служат хорошим основанием для расчленения горизонта. На территории Эстонии намечается четырехчленное подразделение лонтоваского горизонта на слои с фауной (снизу вверх):

1. слой с *Sabellidites cambriensis*, *S. sp.* и *Onuphionella sp.*;
2. слой с *Sabellidites sp.* и *Platysolenites lontova*; с хитиноидными рогообразными склеритами (на востоке);
3. слой с *Platysolenites lontova* и *Aldanella kunda*; с хитиноидными рогообразными склеритами (на востоке);
4. слой с *Platysolenites spiralis*.

Правда, из-за редких находок при небольшом диаметре керна, не в каждом разрезе прослеживаются все эти слои с фауной. Кроме того плохая сохранность многих остатков фауны часто затрудняет их диагностику. Но сам по себе факт приуроченности сабеллидитид, *Platysolenites lontova*, *Aldanella kunda* *Platysolenites spiralis* к определенным интервалам разреза позволяет коррелировать отложения лонтоваского горизонта разных фациальных зон более детально, чем в настоящее время по микрофитофоссилиям.

ЛИТЕРАТУРА

- Биркис А. П., Брангулис А. П., Волкова Н. А., Розанов А. Ю. Новые данные по стратиграфии кембрия Восточной Латвии. — «ДАН АН СССР», 1972, т. 204, № 1, с. 163—166.
- Волкова Н. А. Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии — В сб.: Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы Урала и Казахстана. — «Гр. ГИН СССР», 1968, вып. 188, с. 8—36.
- Волкова Н. А. Акритархи и корреляция венда и кембрия западной части Русской платформы — «Сов. геол.», 1973, № 4, с. 48—62.
- Кала Э., Мардла А., Каяк К. Литолого-фациальная характеристика отложений вендского комплекса и балтийского яруса Эстонии (Тезисы докл. VII научной конференции геологов Прибалтики и Белоруссии). Таллин, Управление геологии Совета Министров Эст. ССР, 1970, с. 65—68.
- Кирьянов В. В. Палеонтологические остатки и стратиграфия отложений балтийской серии Вольно-Подольи. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия нижнего палеозоя Вольно-Подольи. Киев, «Наукова думка», 1968, с. 5—25.
- Кирьянов В. В. Схема стратиграфии кембрийских отложений Вольни. — «Геол. журнал», 1969, т. 29, № 5, с. 48—62.
- Мардла А. К., Менс К. А., Кала Э. А., Каяк К. Ф., Эрисалу Э. К. К стратиграфии кембрийских отложений Эстонии. — В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис», 1968, с. 22—32.
- Менс К. А., Пиррус Э. А. О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на северо-западе Русской платформы. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1971, № 11, с. 93—103.
- Менс К. А., Пиррус Э. А. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин, «Валгус», 1977. 71 с. + 2 рис.
- Пости Э. Новые находки платисолениид и гастропод из лонтоваского горизонта Эстонии. — «Изв. АН ЭССР, Геол.» 1978, № 3, с. 103—107.
- Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В., Волкова Н. А., Воронова Н. Г., Крылов И. Н., Келлер Б. М., Королук И. К., Лендзион К., Михняк Р., Пыхова Н. Т., Сидоров А. Д. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М., «Наука», 1969. 380 с.
- Янишевский М. Об остатках трубчатых червей из кембрийской синей глины. — «Ежегодник Русск. палеонт. о-ва», т. IV, 1926, с. 99—111.

Янкаускас Т., Пости Э. Микропалеонтологическая характеристика стратотипических разрезов нижнего кембрия Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1973, № 2, с. 143—148.

Намар, G. *Platysolenites antiquissimus* Eichw. (Vermes) from the Lower Cambrian of northern Norway. — *Norges Geologiske undersøkelse*, 249, 1967, p. 89—95.

Pander, C. H. Sur une decouverte de fossiles faite dans la partie inferieure du terrain silurien de Russie, «Bull. de la Soc. Geol. de France», 8, 1851, p. 251—259.

Pirrus, E. Mida teame sinisavist. — «Eesti Loodus», 11, 1973, lk. 646—653.

Opik, A. Über den estländischen Blauen Ton. «Sitzungsberichten der Naturforscher-Gesellschaft bei der Universität Tartu», Bd. 33, I, 1926, S. 39—47.

Институт геологии Академии наук ЭССР

EESTI BALTI SEERIA KIVISTISTE LEVIK JA KORRELATSIOONILINE TÄHTSUS

K. MENS, E. POSTI

Resümee

Balti seeria läbilõigetest kogutud paleontoloogilise materjali analüüs võimaldas täpsustada seeria stratigraafilist liigestust ja selgitada paleontoloogiliste leidude jaotumuse seaduspärasuste mõningaid aspekte.

Akritarhide koosluste levikupilt näitas, et balti seeria on Eestis esindatud põhiliselt lontova lademega, kuna rovno lademe olemasolu on paleontoloogiliselt oletatav ainult Ardu puursüdamikus. Lontova akritarhide kooslus ei ole kogu lademe läbilõikes ühtlane: *Tasmanites tenellus* Volk. ja *Leiomarginata simplex* Naum. puuduvad täiesti või esinevad üksikleidudena lademe alumistes kihtides.

Fossiilse fauna hulgas on kõige rohkem platüsoleniite ja lademe alumises osas ka sabelliditiite (joon. 1). Tunduvalt vähem leidub aga hüolitiite, hüolitelminte, brahhiopoodide ja gastropoodide. Osa leidude süstemaatiline kuuluvus ei ole veel selge.

Fossiilse fauna pindalalise ja vertikaalse paiknevuse uurimisel selgus, et nende levikupilti mõjutab rohkem stratigraafiline kui fatsiaalne kontroll (joon. 2 ja 3). Seost faatsiestega täheldati platüsoleniitidel, brahhiopoodidel ja kitiinsetel sarvekujulistel skleriitidel. Fossiilide vertikaalse leviku alusel mitmes purprofiilis (joon. 3) ja paljandis eristatakse lontova lademes 4 biostratigraafilist ühikut — võöd.

DISTRIBUTION AND CORRELATION SIGNIFICANCE OF ORGANIC REMAINS IN THE BALTIC SERIES OF ESTONIA

K. MENS, E. POSTI

Summary

The oldest subdivision containing remains of skeleton-forming organisms is the Baltic Series on the East European platform. Deposits of the Baltic Series are widespread in Estonia. They are absent in the arched part of the Lokno uplift and their distribution has not been palaeontologically documented on the western isles of Estonia. The

greatest thickness of these deposits (above 70—90 m) occurs in the northern part of the territory, and it decreases relatively quickly towards the south (Fig. 1; numerator — thickness of deposits of the Baltic Series in meters; denominator — thickness of the basal beds where the tubes of *Platysolenites* are lacking). In the eastern part the Baltic Series, composed of clastic rocks, is characterized by various claystones with alternating sandstones in the basal part. Towards the west, claystones are replaced by silt- and sandstones, obviously the most shallow-water sediments of the near-shore facial zone. Figure 2 shows the facial changes of the Baltic Series in the geological section along the Virtsu-Alatskivi line. The legends to the section: 1 — sandstone, 2 — claystone, 3 — alternation of clay- and sandstones, 4 — alternation of clay- and siltstones, 5a — phosphate pebbles, 5b — clay pebbles.

The division of the Baltic Series on the East European platform is mostly based on the occurrence and character of acritarch assemblages and their succession in the section, as the fauna of the whole platform has not been so far sufficiently studied. Two stable acritarch assemblages have been distinguished in the same succession of the Baltic Series (see Kirjanov, 1968; 1969; Volkova, 1973, et al.). In its lower part there occur *Teophipolia lacerata* Kirjanov, *Leiosphaeridia dehisca* Paškevičiene (= *L. crassa* (Naum.) = *L. тип C*) and *L. sp.* which form the so-called Rovnoan acritarch assemblage. The upper part contains *Granomarginata squamacea* Volk., *G. prima* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *Micrhystridium tornatum* Volk., *Tasmanites tenellus* Volk. and *Leiosphaeridia sp. sp.*, known as Lontovaian acritarch assemblage.

The results of the acritarch study in Estonia allow us to state that the Baltic Series is here mainly represented by the deposits of the Lontova Stage. The Rovno Stage has been detected only in the Ardu bore-hole, with the thickness of 4,5 m. It is necessary to note that *Tasmanites tenellus* is lacking and *Leiomarginata simplex* occurs sparsely in the lowermost part of the Lontova Stage, except the Lontova bore-hole where *T. tenellus* and *L. simplex* appear at the lower boundary of the stage. It is difficult to say, whether the appearance of *T. tenellus* and *L. simplex* is controlled by facial factors or whether it points to the nonsynchronous origin of the basal beds of the stage, since the changeability of the acritarch assemblages under the influence of environmental processes has not been thoroughly studied as yet.

The fossil remains are relatively frequent and various in the Lontova Stage, but often poorly preserved. The occurrence of *Sabellidites cambriensis* Yan., *S. sp.*, *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *P. lontova* Öpik, *P. spiralis* Posti, *Onuphionella sp.*, *Yanichevskyites petropolitanus* (Yan.), *Aldanella kunda* (Öpik), hyolithes, hyolithelmintes, horn-like chitinous (?) sklerites (up to the present not yet described in detail) and brachiopods (only fragments) have been stated. Their stratigraphic and horizontal distributions have been systematically studied in Estonia recently. The vertical distribution of skeleton-forming organisms in different facies of the Lontova Stage is shown in Fig. 3. It is compiled on the data of the Virtsu (A), Viimsi-8 (B) and Kestla (B) bore-holes. By these indications such finds were also made at the examination of the neighbouring borings. The key to the lithological columns is presented in Fig. 2. The fat line shows frequent finds, the thin line — sparse finds, and the dashed line — sporadic finds.

It has been established that the environment controls the abundance and the preservation of certain forms. The influence of the environment on the distribution has been traced only for *Platysolenites* and horn-like chitinous (?) sklerites. The former occur extremely rarely in the well-washed sandstones of shallow-water facies; the latter are more characteristic of the clayey facies in the east.

It is stated that some of above-mentioned species, such as the tubes of *Platysolenites* and *Yanichevskyites*, fragments of brachiopods and and shells of hyolithes occur throughout the section of the stage, whereas the vertical distribution of the rest is much more limited, and some species form local zones. According to the distribution of the latter, the Lontova Stage in Estonia may be divided into four main parts which can be used for a detalization of the regional-stratigraphic scale. They are from base to top:

1. beds with *Sabellidites cambriensis*, *S.* sp. and *Onuphionella* sp.
2. beds with *Sabellidites* sp. and *Platysolenites lontova*;
3. beds with *Platysolenites lontova* and *Aldanella kunda*;
4. beds with *Platysolenites spiralis*.

The first and the second beds are well traceable in the whole continental part of Estonia, whereas the distribution of the upper ones, especially that of the uppermost bed, is rather restricted. Their lacking in South Estonia and partially in East Estonia is connected with the denudation taking place before late deposition in the Early Cambrian.

*Institute of Geology,
Academy of Sciences
of the ESSR,*

К СТРАТИГРАФИИ КЕМБРИЯ НА ЗАПАДЕ ЭСТОНИИ

Э. А. Кала, К. А. Менс, Э. А. Пиррус

Западная Эстония, представляющая в структурно-тектоническом отношении северное окончание Балтийской синеклизы (Брангулис и др., 1974), для исследования кембрия Прибалтики имеет исключительно важное значение. Здесь развиты еще палеонтологически доказанные отложения балтийской серии, отсутствующие на остальной территории Балтийской синеклизы. Западная Эстония вместе с северной частью Курземского полуострова является также типовым районом для выше-залегающей ливской серии и одновременно районом широкого развития отложений айсчяйской серии. Переходный характер разреза кембрия этой территории позволяет, с одной стороны, применять для расчленения отложений кембрия Западной Эстонии критерии, частично разработанные при изучении соответствующих отложений как в Северной Эстонии, так и в Западной Латвии. Но, с другой стороны, большая фациальная изменчивость отложений в пределах рассматриваемой площади и редкая встречаемость фоссилий в них значительно препятствуют однозначному выделению, прослеживанию по площади и правильному сопоставлению между собой отдельных подразделений данного разреза.

В настоящей статье подытожены результаты изучения кембрийских отложений запада Эстонии за последние годы и выясняются взаимоотношения отдельных подразделений путем постепенного сопоставления разрезов вдоль западного края материковой части Эстонии и через центральную часть Западно-Эстонского архипелага. На основании сопоставления разрезов материковой и островной части территории предложен вариант схемы расчленения кембрия для запада республики и установлено соотношение выделенных подразделений с подразделениями региональной схемы Прибалтики.

Исходным материалом для статьи послужили данные, полученные Управлением геологии СМ ЭССР в ходе среднемасштабной геологической съемки и структурно-гидрогеологического бурения (рис. 1), а также результаты минералогического и палеонтологического исследований кернa ряда скважин, проведенных главным образом в Институте геологии АН ЭССР. Результаты этих исследований частично уже опубликованы (Кала и др., 1962; Кала, 1972; Менс, Пиррус, 1972; Янкаускас, 1973; Брангулис и др., 1974).

Авторы признательны П. Вингисаару, К. Каяку и В. Тасса (УГ ЭССР), предоставившим возможность изучения кернового материала, а также микропалеонтологам Н. А. Волковой, Э. А. Пости, Н. И. Умновой и Т. В. Янкаускасу, изучавшим акритархи.

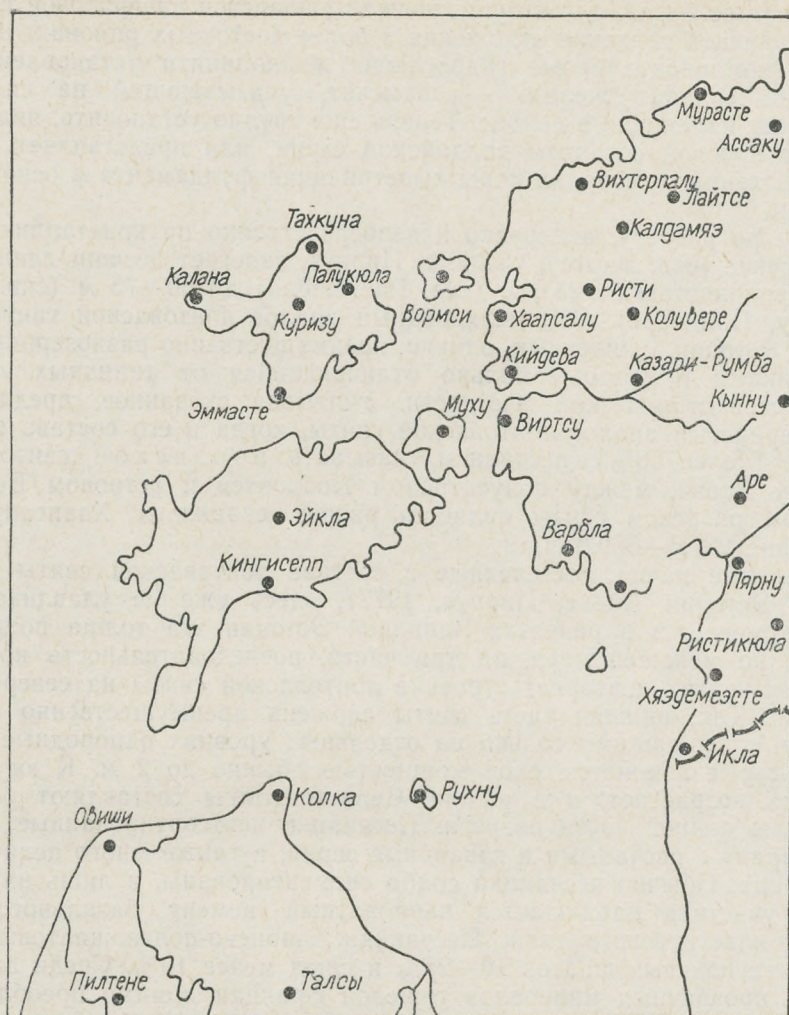


Рис. 1. Схема расположения использованных буровых скважин.

I. Разрез кембрия на западе материковой Эстонии

Кембрийские отложения на западе материковой части Эстонии (рис. 2) являются переходными между классическим разрезом нижнего кембрия Северной Эстонии, состоящим из лонтоваской, люкатиской и тискреской свит, и песчано-алевритовой толщей кембрия западных островов, в составе которой из вышеназванных сравнительно легко выделяется лишь люкатиская свита. Кембрийские отложения на рассматриваемой части территории залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте и только в северо-восточном углу, восточнее линии Вихтерпалу-Кынну, подстилаются вендскими образованиями. В основании многих разрезов (Ригульди, Колубере, Кийдева, Казари, Аре и т. д.) залегает маломощный прослой (0,1—1,2 м) синевато-серой

до фиолетово-бурой, сильно уплотненной слюистой алевритовой глины, напоминающей вендские отложения в более восточных районах. В глинистом компоненте кроме гидрослюды и каолинита установлен еще слоистый силикат железа — шамозит, указывающий на сильные вторичные изменения в породе. Теперь еще трудно установить, является ли этот прослой останцем валдайской серии, или представляет собой переработанный материал коры выветривания фундамента в основании кембрия.

Выше по разрезу, а нередко и непосредственно на кристаллическом фундаменте (скв. Виртсу, Селисте, Пярну), залегает песчано-глинистая толща мощностью от 23,6 м (скв. Ристикюла) до 60—75 м (скв. Вихтерпалу, Паливере). Это мелководный аналог лонтоваской свиты Северной Эстонии, сложенный, однако, преимущественно разнозернистыми песчаниками и поэтому сильно отличающийся от типичных «синих глин» стратотипической местности. Учитывая сказанное, предлагаем грубозернистый аналог лонтоваской свиты, когда в его составе преобладают (более 50%) песчаники, называть воозискской свитой, по проливу Воози, между полуостровом Ноароотси и островом Вормси. Типовым разрезом свиты является разрез скважины Хаапсалу-3 в интервале 237,5—300,0 м.

Отдельные пачки, выделенные в составе лонтоваской свиты в Северной Эстонии (Менс, Пиррус, 1977), здесь уже не улавливаются. Тем не менее, и в разрезах Западной Эстонии эта толща подразделяется, по меньшей мере, на три части, последовательность которых в общих чертах повторяет строение лонтоваской свиты на севере республики. Так, нижняя часть свиты сложена преимущественно песчаниками, содержащими только на отдельных уровнях однородные зеленато-серые глинистые слои мощностью обычно до 2 м. К югу глинистость возрастает, и в районе Селисте глины составляют больше половины данной части разреза. Песчаники неотсортированные содержат наряду с песчаными и гравийные зерна, а также много пелитового материала. Обычно песчаники слабо сцементированы, и лишь на некоторых участках наблюдается карбонатный цемент базального или пойкилокластического типа. Песчаники кварцево-полевошпатовые: содержание полевых шпатов 10—25% и слюд менее 10%. Среди аллотипенных прозрачных минералов тяжелой фракции помимо преобладающего циркона встречаются в большом количестве амфиболы (до 15%), рутил и корунд. Во всех пробах присутствуют также турмалин, пироксены и гранаты. Обогащение тяжелой фракции рудными минералами (ильменитом) наблюдалось только послойно и обычно в виде присыпок на поверхностях наслоения. Глауконит встречается редко и приурочен чаще к ходам илоедов, прорезающих глинистые прослои. В глинистом компоненте преобладают гидрослюды (до 80%), присутствуют каолинит (до 20%) и хлориты (до 10%). В песчаниках часто встречаются плоские светло-серые и зеленатые гальки глины, а иногда и гальки фосфатизированных алевролитов. На поверхностях напластования обнаружены ихниты, среди которых преобладают изогнутые ходы илоедов, заполненные алевритовым материалом. Пиритизированные следы ползания червеобразных редкие и характерны лишь для более глинистых разрезов (скв. Селисте, Хяэдемеэсте, Пярну). Из фауны в низах этой части разреза найдены *Sabellidites cambriensis* Yan. и мелкие сабеллидитиды со слабой морщинистостью; выше по разрезу кроме них появляются *Platysolenites antiquissimus*

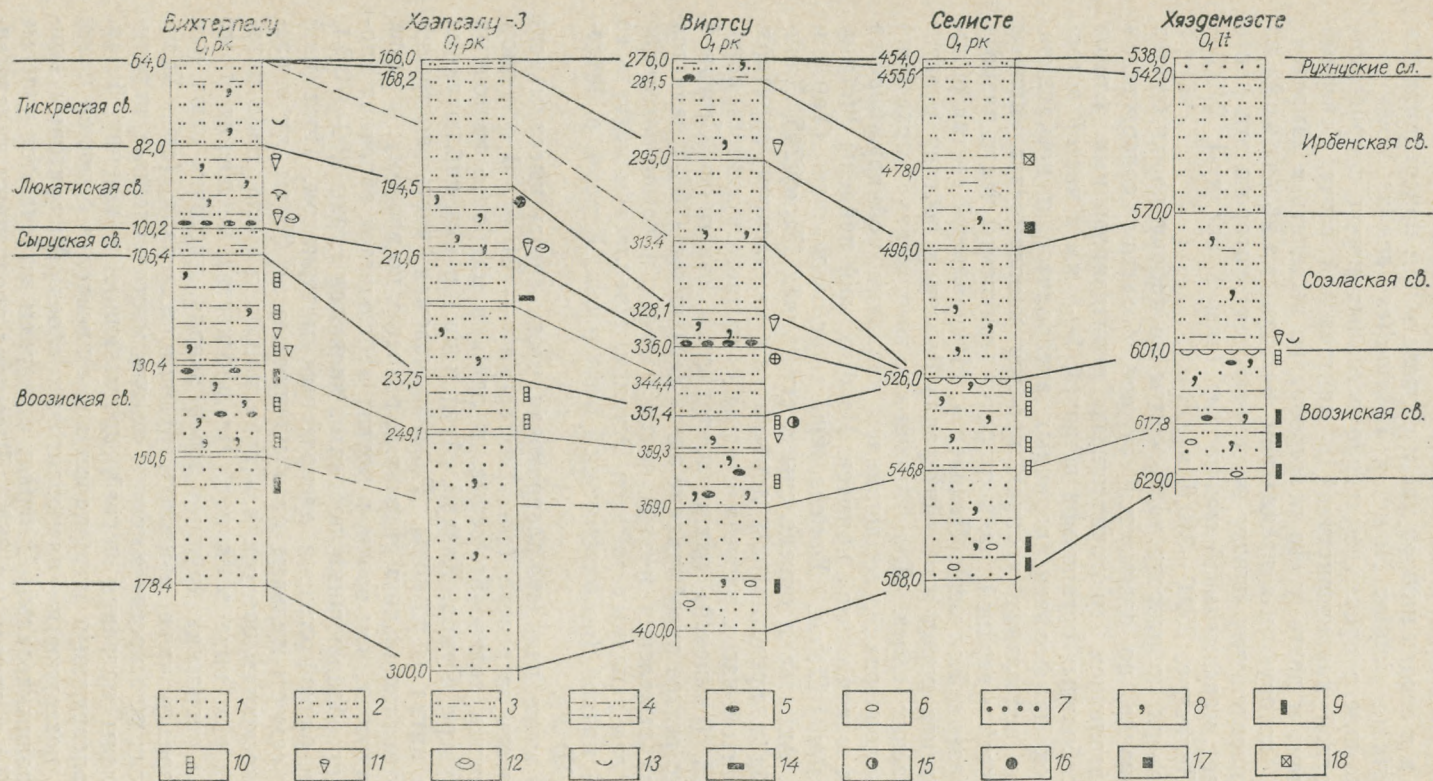


Рис. 2. Сопоставление отложений кембрия Западной Эстонии в меридиональном направлении.

1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — пелитовый алевролит; 4 — алевролитовая глина; 5 — галька фосфатизированных пород; 6 — галька глин; 7 — оолиты бурой железной руды; 8 — глауконит; 9 — сабеллидитиды; 10 — платисолениитиды; 11 — вольбортеллы; 12 — фораминиферы; 13 — брахиоподы; 14 — агглютинированные остатки проблематического организма; 15 — лонтоваский комплекс акритарх; 16 — люкатиский комплекс акритарх; 17 — вергальский комплекс акритарх; 18 — раусевский комплекс акритарх.

Eichw. и хиолиты. Из акритарх в низах найдены *Leiosphaeridia* типа В и С, *Granomarginata squamacea* Volk., *G. prima* Naum., *Micrhystridium tornatum* Volk., а в верхах нижней части разреза к ним присоединяются также *Leiomarginata simplex* Naum. и *Tasmanites tenellus* Volk.

Описанный комплекс преимущественно песчаных пород с приведенной литологической характеристикой в лонтоваской свите Северной Эстонии не развит и поэтому его целесообразно выделить в самостоятельную пачку, которую мы предлагаем назвать таэблаской по одноименному населенному пункту, в окрестностях которого эта часть разреза обладает максимальной мощностью (скв. Хаапсалу-1, 240,2—281,4 м; скв. Паливере, 252,0—310,6 м).

Следующая вверх по разрезу часть свиты по набору пород близка к таэблаской пачке, но отличается от нее большим содержанием глауконита, появлением многочисленных пиритизированных следов ползания червеобразных организмов шириной 1—3 мм и частой встречаемостью галек из фосфатизированных алевролитов и песчаников, образующих на нескольких уровнях прослой конгломерата, причем нередко на нижней и верхней границах рассматриваемой части разреза (скв. Румба, Казари, Колувере, Паливере). Минеральный состав обломочного компонента пород этого интервала близок к составу подстилающих таэбласких слоев. Для глинистого компонента характерна гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация; каолинит обнаруживается только в виде незначительной примеси. Из фоссилий найдены *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Yanichevskyites petropolitanus* (Yan.) и ядра хиолитов. Акритархи определены в скважинах Пярну-245, Хаапсалу-1 и Румба и представлены лонтоваским комплексом акритарх. Типы пород данной части разреза сходны с соответствующими породами базальной (сямиской) пачки лонтоваской свиты в Северной Эстонии, однако резкое преобладание здесь песчаников (70%) является основанием для выделения и этой части разреза в самостоятельное подразделение для западных районов Эстонии. Предлагаем назвать ее казариской пачкой (по одноименной реке и скв. Казари, в интервале 335,1—360,0 м).

Залегающая выше глинисто-алевритовая часть свиты имеет максимальную мощность на севере (скв. Вихтерпалу — 24 м). В основном породы этой пачки зеленовато-серые, и лишь в наиболее восточных разрезах (Колувере, Румба, Казари, Мути и др.) в них наблюдаются красноватые пятна и разводы. Рассматриваемая часть построена в литологическом отношении в отдельных разрезах по-разному: в одних низы более глинистые, чем верхи, в других наблюдается обратная картина. Всё же преобладающими породами являются глины (60—70%), обогащенные в разной степени алевролитовым материалом. Последний либо образует самостоятельные слои мощностью до 30 см, либо расположен на плоскостях наслоения в виде пленок и гнезд, либо находится в рассеянном виде в глинах. На плоскостях наслоения часто наблюдаются и скопления крупных зерен кварца, листочек слюд и в некоторых разрезах даже присыпки рудного минерала (скв. Хаапсалу-3). На этих плоскостях имеются также многочисленные пиритизированные следы ползания червей, достигающие в ширину 6 мм. Заполненные алевролитовым материалом ходы илюдов в большей части приурочены к поверхностям алевролитовых слоев. Алевролитовый компонент пород полиминеральный: наряду с кварцем встречаются полевые шпаты (до 38%) и слюды (до 35%). В составе прозрачных аллотиген-

ных минералов содержится меньше циркона, чем в отложениях подстилающих пачек, но больше турмалина и малоустойчивых минералов (амфиболы, пироксены, эпидоты). Глинистый компонент пород гидрослюдисто-хлоритовый с примесью каолинита (до 10%) и смешанно-слоистых образований типа монтмориллонит-гидрослюда (до 20%).

Из фауны кроме *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Yanichevskyites petropolitanus* (Yan.) и хиолитов найдены еще *Aldanella kunda* (Õrik) и *Platysolenites lontova* Õrik, а в самых верхних слоях во многих скважинах обнаружены платисолениитиды плоскоспиральной формы — *P. spiralis* Posti. Комплекс акритарх, полученный из скв. Виртсу и Румба, является типичным лонтоваским. В литологическом отношении эта часть разреза имеет много общего как с махуской пачкой, так и с таммнеэмейской пачкой североэстонского разреза. Однако частая встречаемость алевролитовых прослоев, характер ихнофоссилий и состав остатков скелетообразующих организмов не позволяет идентифицировать ее с этими подразделениями. Поэтому предлагаем выделить эту часть разреза в качестве самостоятельного подразделения и назвать ее паралепаской пачкой (скв. Хаапсалу-3, интервал 237,5—249,1 м).

Трехчленное строение рассматриваемой свиты при изменчивой мощности и глинистости отдельных частей выдерживается во всех разрезах северо-запада материковой части Эстонии. В южном направлении верхняя пачка выпадает из разреза, и покрывающие отложения залегают непосредственно на средней пачке, носящей в верхах следы выветривания в виде вторичной пестроцветности (скв. Хяэдемеэсте, Ристи-кюла).

На отложениях воозисккой свиты к западу от линии Вихтерпалу-Румба залегает комплекс переслаивания пелитовых алевролитов и алевролитовых глин, включающих многочисленные ходы илоедов, заполненных алевроитовым материалом, и лишь редкие пиритизированные следы ползания червей нечеткого контура. Самостоятельность рассматриваемой части разреза впервые была отмечена Э. А. Кала, выделившим на западе Эстонии между лонтоваской и люкатиской свитами сырускую свиту с типовым разрезом в интервале 100,5—147,0 м в скважине Тахкуна на о-ве Хийумаа. Мощность сыруской свиты в материковой части республики колеблется от 6,2 м (скв. Вихтерпалу) до 26,9 м (скв. Хаапсалу-3). В западных разрезах (Хаапсалу-3, Виртсу) строение свиты двухчленное. Нижняя часть ее сложена сравнительно однородными алевролитами с горизонтально-микрослоистой текстурой, обусловленной присутствием тонких прерывистых прослоек (пленок) слюдистой глины. Глауконит встречается здесь обычно в рассеянном виде и реже образует вместе с рудным минералом присыпки на плоскостях наслоения. Верхняя часть более глинистая и сложена в основном алевроитовыми глинами с многочисленными и тонкими горизонтально-волнистыми прослоями светлого алевролита. Наблюдаются здесь и пятна красного, а также фиолетово-красного цвета. Минеральный состав нижней части рассматриваемого интервала близок к составу верхов лонтоваской свиты: алевролитовый компонент полимиктовый; среди прозрачных аллотигенных тяжелых минералов кроме циркона и турмалина встречаются еще в больших количествах гранат и малоустойчивые минералы. Но в отличие от лонтоваских пород рассматриваемые отложения характеризуются сравнительно высоким содержанием (до 50%) аллотигенных минералов тяжелой фракции и преобладанием

титанистых минералов (лейкоксен, анатаз) в группе аутигенных. Верхняя часть по соотношению прозрачных аллотигенных тяжелых минералов (преобладание циркона, турмалина и рутила) близка к люкатским породам. Глинистый компонент нижней части гидрослюдисто-каолинитовый, верхней — многокомпонентный: кроме преобладающих гидрослюд присутствуют еще каолинит (до 15%), хлорит (до 15%) и смешаннослойные образования типа гидрослюда-монтмориллонит (до 10%), иногда и типа хлорит-монтмориллонит (до 10%). Рассматриваемые отложения палеонтологически слабо охарактеризованы. Кроме ихнитов в верхней части свиты, в скважинах Румба, Казари и Хаапсалу-3, найдены агглютинированные окаменелости плоской формы шириной 1—3 мм. Эти окаменелости состоят из плотно прилегающих один к другому листочков слюд с незначительной примесью цементирующего материала. По величине и морщинистости эта форма напоминает сабеллитидит. Акритархи, обнаруженные в настоящее время только в скв. Виртсу (336,0—344,4 м) представлены кроме лонтоваских форм и видами *Baltisphaeridium* sp. и *Tasmanites bobrowskii* Waz., указывающими на послелонтоваский возраст вмещающих отложений.

Залегающая выше люкатиская свита нередко отделена от подстилающих отложений прослоем конгломерата, состоящего из галек фосфатизированного алевролита в глинистой основной массе (скв. Вихтерпалу, Паливере, Виртсу, Румба и др.). Мощность свиты колеблется от 6,5 м (скв. Румба) до 17,2 м (скв. Вихтерпалу); в южных районах рассматриваемой территории свита не развита. Она сложена чередованием зеленовато-серых алевритистых глин и светло-серых пелитовых алевролитов, из которых последние преобладают в верхней части свиты. Плоскости наслоения, особенно нижние поверхности алевролитовых слоев, покрыты многочисленными ходами илеодов, заполненными алевритовым материалом. Притизированные следы ползания червей в люкатиских отложениях встречаются редко и чаще приурочены к более глинистым слоям. Для пород, особенно для алевритистых глин, характерно точечное скопление зерен глауконита. Этот минерал вместе со слюдами нередко маркирует слоистость в породах. Алевритовый компонент пород полиминеральный, состоит из кварца, полевых шпатов и слюд (мусковит, зеленый биотит и редко бурый). В тяжелой фракции преобладают аутигенные минералы, обычно пирит, но послонно также лейкоксен и анатаз. Среди прозрачных аллотигенных тяжелых минералов много циркона, которому во всех пробах сопутствует турмалин, рутил, гранат и амфиболы. В глинистом компоненте кроме гидрослюды и хлорита (до 20%) местами наблюдаются каолинит (до 10%), а также переходные смешаннослойные фазы типа гидрослюда-монтмориллонит (до 20%). Палеонтологические находки сравнительно частые: во всех разрезах найдены ядра вольбортелл и раковины песчаных фораминифер, а местами также фрагменты трилобитов и брахиопод. Акритархи определены по скважинам Румба (гл. 298,2—300,0 м) и Хаапсалу-3 (гл. 194,5—196,0 м) и представлены полным люкатиским комплексом акритарх.

Выше по разрезу, а нередко и непосредственно на глинах воозиской свиты (скв. Селисте, Пярну, Хяэдемэсте и др.) залегает толща алевритовых пород мощностью до 18 м в скв. Вихтерпалу и до более 30 м южнее скв. Виртсу. Нижняя граница этой толщи с люкатискими отложениями по смене типов пород четкая и проводится по появлению в подошве сравнительно однородных крупнозернистых алевролитов.

В разрезах скважин Румба, Казари и Кынну на этом уровне обнаружены плоские гальки фосфатизированных алевролитов и темные полуокатанные створки брахиопод (?). По текстурно-структурным особенностям и минеральному составу рассматриваемая толща пород неоднородная. По минералогической и палеонтологической характеристике нижняя часть алевроитовой толщи сходна с тискреской свитой Северной Эстонии, в составе которой она и рассматривается.

Тискреская свита в основном сложена хорошо отсортированными крупнозернистыми алевролитами. Алевроитовый компонент их кварц-полевошпатовый с незначительной примесью слюд, в основном мусковита. Почти повсеместно обнаруживается глауконит. Среди прозрачных аллотигенных минералов преобладает турмалин. Глинистый компонент состоит из гидрослюд, хлорита (до 10%) и каолинита (до 10%), к которым изредка добавляются и смешаннослойные фазы типа гидро-слюда-монтмориллонит (до 20%). Палеонтологическая характеристика ограничивается единичными находками фрагментов беззамковых брахиопод и неясными, также единичными находками ходов илоедов, заполненных алевроитовым материалом. Акритархи изучены по скважине Румба (288,0—289,0 м) и представлены следующими видами: *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. compressum* Volk., *B. dubium* Volk., *B. cf. ornatum* Volk., *Micrhystridium* sp., *Lophosphaeridium tentativum* Volk., *L. sp.*, *Archaeodiscina umbonulata* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *Leiosphaeridia* sp. Мощность тискреской свиты на западе Эстонии максимальна на севере (скв. Вихтерпалу 18 м) и занимает там весь объем алевроитовой толщи. В южном направлении мощность свиты постепенно уменьшается и южнее линии Варбла-Кынну выклинивается из разреза. Контакт между тискрескими и покрывающими алевроитовыми отложениями часто теряется при бурении и лишь в скв. Кынну на этом уровне наблюдаются плоские гальки фосфатизированных алевролитов.

Верхняя часть алевроитовой толщи сложена светлыми крупнозернистыми, менее отсортированными и менее зрелыми по сравнению с тискреской свитой алевролитами и зеленовато-серыми пелитовыми алевролитами, содержащими нередко песчаные и гравийные зерна. Предлагаем эту часть разреза выделить в самостоятельную свиту под названием соэлаская, по одноименному проливу между островами Хийумаа и Сааремаа. Наиболее характерный разрез соэлаской свиты вскрыт в настоящее время скважиной Эммасте, в интервале 230,7—263,7 м (рис. 3). Мощность соэлаской свиты в материковой части республики колеблется от 2,5 м (район Хаапсалу—Колувере) до 30 м в районе Селисте—Пярну—Хяэдемезе. В низах свиты породы содержат много глауконита, маркирующего часто вместе со слюдой и наклонную слоистость. Выше по разрезу количество глауконита уменьшается и преобладающей становится равномерно рассеянная его форма. Сравнительно часто в алевролитах встречаются и плоские гальки зеленовато-серой глины. Незрелость минерального состава алевроитового компонента выражается, прежде всего, в увеличении содержания полевых шпатов, при этом особенно возрастает количество решетчатого микроклина. Послойно встречаются минералы группы слюд, среди которых устанавливается и лепидомелан. Постоянным компонентом среди прозрачных аллотигенных тяжелых минералов становятся малоустойчивые минералы — пироксены и амфиболы. Соотношение турмалина и циркона варьирует в широких пределах, но обычно преобладает еще

турмалин. Характерно наличие синих и бесцветных турмалинов, а также розовых цирконов. Из цирконов около 20% зерен выветрены и нередко превращены в малакон. Также сильно изменены титанистые минералы, вследствие чего их роль в группе аллотигенных незначительная, а в группе аутигенных они доминируют, особенно анатаз. Глинистый компонент своеобразен: в нем почти отсутствует хлорит, всегда преобладают гидрослюды при постоянном присутствии каолинита (до 15%) и смешаннослойных фаз типа гидрослюда-монтмориллонит (до 20%). Палеонтологическая характеристика бедна, и лишь в Хяэдемеесте, где алевролиты соэлаской свиты залегают непосредственно на глинах балтийской серии, в основании ее найдены несколько ядер вольбортелл и полуокатанные фрагменты брахиопод; последние найдены также в виде единичных находок в скв. Селисте и Румба. Ихниты также не особенно многочисленны в рассматриваемой части разреза, и лишь в глинистых прослоях наблюдаются ходы илоедов с алевритовым материалом заполнения, которые в скв. Селисте (гл. 511,0 м) и Хяэдемеесте (гл. 578,5 м) имеют четкие контуры, вертикальное расположение и выдержанные размеры (диаметр 3—5 мм).

Соэлаская свита перекрывается пелитистыми алевролитами, содержащими отдельные прослои зеленовато-серых пелитовых алевролитов или глин с текстурой типа «кракстен» и с редкими остатками вольбортелл. Эта часть была раньше сопоставлена (Менс, Пиррус, 1972) с курземской свитой Западной Латвии (Лиелдиена, Фридрихсоне, 1968) и выделена как ее аналог. Но так как название «курземское» оказалось преокупированным, то мы предлагаем переименовать эту свиту в ирбенскую, по Ирбенскому проливу между о-вом Сааремаа и Курземским полуостровом. Контакты ирбенской свиты в Эстонии при бурении часто теряются и поэтому определить ее истинную мощность в настоящее время затруднительно. Нижнюю границу можно провести по появлению в разрезе прослоя глинистых алевролитов, включающих многочисленные ихнофоссилии. Ирбенская свита на указанной территории распадается на две части. Низы содержат зеленовато-серые разности глинистых пород и только в самом основании (скв. Селисте) в них наблюдаются фиолетово-серые пятна. В верхней части пелитовые алевролиты и алевритовые глины обычно окрашены в темно-серый цвет с коричневатым оттенком. Здесь глинистые прослои более тонкие, волнистые и чередование их со светло-серыми алевролитами обуславливает в породе волнисто-линзовидную текстуру. Части эти различаются и по количеству глауконита, и по частоте встречаемости ихнитов — обе они более характерны для нижней части. В скв. Виртсу, на контакте этих двух частей (гл. 281,5 м), найдены единичные гальки фосфатизированных пород; там же наблюдается пиритизация верхов нижней части. Алевритовый компонент пород свиты полиминеральный: наряду с кварцем в нем всегда присутствуют полевые шпаты и слюды, среди которых явно преобладает зеленый биотит. Обнаружены также единичные листочки лепидомелана. Группа прозрачных аллотигенных минералов тяжелой фракции по характеру и соотношениям близка к соэлаской свите: в ней присутствуют малоустойчивые амфиболы и пироксены, среди цирконов встречаются розовые, а среди турмалинов синие разновидности. В аутигенном компоненте кроме пирита, глауконита и титанистых минералов (лейкоксена и анатаза) обнаружены еще кристаллы сфалерита и мелкие конкреции железистого карбоната. Верхние разрезы обычно обогащены пиритом,

который и обнаруживается невооруженным глазом в виде рассеянных агрегатов на поверхностях наложения глинистых пород, либо в виде конкреций, достигающих в диаметре до 1 см. Глинистый компонент в минералогическом отношении отличается от подстилающих по появлению хлорита (до 20%) и уменьшению количества каолинита. Только самые верхи под ордовикскими отложениями выделяются высоким содержанием каолинита (до 35%) и почти полным отсутствием хлорита. Кроме ихнофоссилий в ирбенской свите найдены еще ядра вольбортелл и фрагменты брахиопод. Акритархи определены по скважине Селисте (Янкаускас, 1973); среди них установлен и ряд новых форм (Янкаускас, 1975). Присутствие среди акритарх на глубине 489,0—493,0 м *Baltisphaeridium tuberculatum* Fridr. и *Aranidium aculeatum* Janp. позволяет определить вергальский возраст нижней части ирбенской свиты. Проба, взятая из верхней части ирбенской свиты (гл. 477,0—478,0 м) и содержащая *Baltisphaeridium implicatum* Fridr., *B. insigne* (Fridr.), по данным Т. В. Янкаускаса (1973), указывает на раусвекский возраст.

Разрез кембрия на юго-западе материковой части республики завершается маломощной пачкой светлых мелкозернистых кварцевых песчаников или крупнозернистых кварцевых алевролитов, включающих отдельные гравийные зерна. Глауконит в этих слоях не обнаружен. На плоскостях наложения местами наблюдаются присыпки ильменита. В породе много кристаллов и конкреций пирита, а также сгустков белой глины (каолинита). Учитывая своеобразную литолого-минералогическую характеристику этих песчаников и алевролитов, предлагаем выделить их в виде самостоятельного подразделения — рухнуские слои по скважине Рухну, в интервале 706,8—728± м.

II. Разрез кембрия на западных островах

На западных островах Эстонии мощность кембрия колеблется от 77,5 м (скв. Рухну) до 128,7 м (скв. Кингисепп). Наличие на рассматриваемой площади палеонтологически и литологически легко выделяемых люкатских слоев и маркирующего уровня железистых бурых оолитов ирбенской свиты позволяет в общих чертах сопоставить островной тип разреза кембрия с соответствующими образованиями Западной Латвии.

В основании разреза нескольких скважин (Тахкуна, Эммасте, Эйкла) наблюдается, аналогично разрезу на западе материковой части республики, маломощный (до 0,3 м) прослой уплотненной пестроцветной слюдистой алевроитовой глины неясного возраста. Выше его залегают уже типичные для региона кембрийские образования, содержащие зерна глауконита и ихнофоссилий (рис. 3). Подлюкатская часть разреза, мощностью от 50 м (о-в Сааремаа) до 75 м (о-в Хийумаа), представлена в основном песчано-алевровитовыми породами, содержащими маломощные слои глинистых пород (до 5 м) и гравелитов (до 0,5 м). По соотношению отдельных типов пород, по текстурным особенностям и в меньшей мере по минеральному составу рассматриваемые отложения можно расчленить на три части.

Нижняя часть мощностью до 30 м по соотношениям отдельных типов пород и их минеральному составу, а также на основе анализа мощностей отложений включена, кроме самых южных разрезов, в состав воозискской свиты. Последняя характеризуется частым чередованием

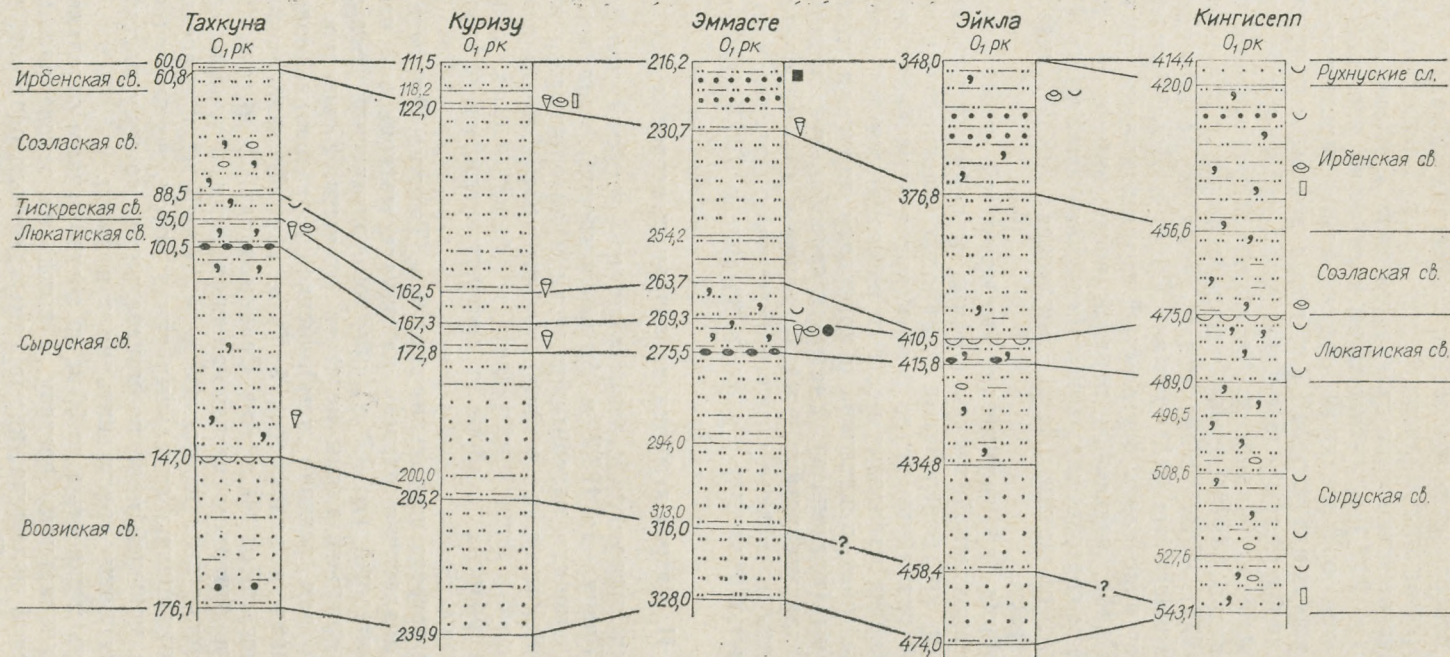


Рис. 3. Сопоставление отложений кембрия на западных островах Эстонии. Условные обозначения см. рис. 2.

песчаных пород с гравелитами, алевролитами и глинами. На плоскостях наслоения песчаников, а также в рассеянном виде в них наблюдаются гравийные зерна кварца, реже полевых шпатов и местами плоские гальки светлой зеленовато-серой глины. Породы обычно светло-серые, и лишь глинистые разновидности преимущественно зеленовато-серые с полосами красно-бурого, фиолетово-красного или охристо-желтого цвета. Алевроитовый компонент песчано-алевритовых пород почти мономинеральный — кварцевый; в глинистых разновидностях обнаруживается до 40% полевых шпатов и до 10% слюд. Постоянно присутствует глауконит. В тяжелой фракции аллотигенных минералов больше, чем аутигенных. В группе рудных наряду с ильменитом встречаются и единичные зерна магнетита. Среди прозрачных аллотигенных минералов этой фракции доминирует циркон, но постоянно присутствуют турмалин, титанистые минералы (особенно рутил) и в меньшем количестве амфиболы, корунд, гранаты. Такой многокомпонентный состав совместно с большими колебаниями количества отдельных минералов от слоя к слою и высокое содержание сильно измененных цирконов указывает на незначительную переработку исходного терригенного материала в процессе накопления базальных слоев кембрия. Изменчив также и полиминеральный состав глинистого компонента. Здесь наряду с каолинитом и гидрослюдами часто обнаруживаются хлорит, шамозит и примеси смешаннослойных фаз типов гидрослюда-монтмориллонит и хлорит-монтмориллонит.

Из фауны в скв. Эммасте найдены фосфатные фрагменты брахиопод (?) и в прослоях глинистых пород ходы илоедов диаметром 2—3 мм, заполненные алевроитовым материалом.

Залегающая выше часть, а на юге о-ва Сааремаа все подлюкатские отложения выделены как сыруская свита (рис. 3). Ее нижняя часть (15—30 м) сравнительно однородная и сложена массивными крупнозернистыми алевролитами, включающими тонкие волнистые прослои и пленки глины, особенно в низах рассматриваемой части разреза. Окраска пород светло-серая с красными и фиолетово-красными пятнами. Для пород средней части характерны присыпки рудных минералов. Алевроитовый компонент полиминеральный: наряду с кварцем и полевыми шпатами присутствует много слюды (до 30%). Среди последних часто преобладает зеленый биотит. В составе прозрачных аллотигенных минералов, кроме циркона, турмалина и рутила, сравнительно много граната и малоустойчивых минералов (амфиболы, пироксены). Спорадически встречаются апатит, корунд и дистен. Глинистый компонент пород низов сырусской свиты многокомпонентный и близок к воозиской свите; выше он превращается в гидрослюдисто-каолинитовый с примесью хлорита (до 10%). Палеонтологическая характеристика и в этой части скудная: кроме немногочисленных ходов илоедов, заполненных алевроитовым материалом, и мелких фосфатных фрагментов брахиопод (?), в скв. Тахкуна, на глубине 138,8 м найдено ядро вольбортеллы.

Верхняя часть сырусской свиты (8—20 м) состоит из крупнозернистых и пелитистых алевролитов с многочисленными пленками, плоскими гальками и тонкими прослоями зеленовато-серой глины. Только изредка на светлом зеленовато-сером общем фоне наблюдаются красно-бурые и фиолетово-красные пятна. Чередование отдельных типов пород обуславливает в рассматриваемой части разреза горизонтально-слоистую текстуру. Но из-за многочисленных ходов илоедов,

среди которых преобладают вертикальные, текстура пород часто разрушена и местами превращена в тип «кракстен». Алевритовый компонент кварцево-полевошпатовый, послойно почти кварцевый. В тяжелой фракции много рудных минералов (до 50%). Среди прозрачных аллотигенных минералов этой фракции явно преобладает циркон над турмалином и рутилом, но значительно меньше, чем в нижней части свиты, граната и амфибола, а пироксен встречается только спорадически. В группе аутигенных часто обнаруживается глауконит и сравнительно много титанистых минералов, таких, как лейкоксен и анатаз. В глинистом компоненте преобладают гидрослюды с постоянной примесью каолинита (до 10%) и хлорита (до 10%). Палеонтологические находки ограничиваются одними ихнитами.

На отложениях сыруской свиты повсеместно залегает люкатиск-кая свита мощностью от 2,3 м (скв. Калана) до 6,2 м (скв. Эммасте). Нижняя граница свиты сравнительно четкая и маркирована местами гальками фосфатизированных пород (скв. Эммасте и Эйкла). Палеонтологически эта граница устанавливается по появлению вольбортелл и песчаных фораминифер. Верхняя граница четкая по смене пород; в более южных скважинах (Эйкла), как и в разрезах Курземского полуострова, верхи люкатиской свиты пестроцветные. В разрезе Кингисепп выделение люкатиской свиты по первичному описанию, выполненному П. А. Вингисааром, затруднено. По минералогическим данным нижнюю границу ее можно проводить либо на глубине 489,0 м, где начинаются типичные для люкатиской свиты материковой части Эстонии минералогические ассоциации алевритового и глинистого компонентов, либо на глубине 496,3 м, где появляются слои, обогащенные глауконитом, характерные для люкатиских образований более южных районов Балтийской синеклизы. Проведение верхней границы на глубине 475,0 м на основе минералогических данных согласуется и с первичным описанием, так как ниже этой глубины появляется пестроцветность.

Свита в целом сложена пелитовыми алевролитами и алевритовыми глинами, содержащими в средней части прослой и линзы песчаников крупнозернистых алевролитов. Окраска пород, в том числе и песчаников, зеленовато-серая, часто связана с присыпками глауконита. Алевритовый компонент олигомиктового (кварц, полевые шпаты, слюды, глауконит) состава. В тяжелой фракции мало рудных; среди аллотигенных прозрачных минералов этой фракции циркон преобладает над турмалином и титанистыми минералами, часто присутствуют амфиболы, гранат и изредка апатит. В глинистом компоненте преобладают гидрослюды, всегда присутствуют хлорит (до 20%). Послойно к ним присоединяются еще каолинит (до 15%) и смешаннослойные минералы типа монтмориллонит-гидрослюды (до 20%) и монтмориллонит-хлорита (до 15%). Из фауны найдены ядра вольбортелл (скв. Калана, Эммасте, Курисо и др.), песчаные фораминиферы (скв. Эммасте) и створки *Paterina* sp. (скв. Калана). Люкатиский комплекс акритарх установлен в скв. Эммасте (274,3—275,3 м). Многочисленны ихниты, особенно ходы илоедов, заполненные алевритовым материалом. Сравнительно часто обнаруживаются и мелкие (1—2 мм) пиритизированные ходы по следам ползания червей.

Перекрывается люкатискская свита комплексом алевролитов мощностью от 28,4 м (скв. Кингисепп) до 45 м (скв. Курисо). В нижней части этой алевритовой толщи на острове Хийумаа по литолого-мине-

ралогическим признакам и по аналогии с разрезами материковой части Западной Эстонии выделяется тискрская свита со сравнительно выдержанной мощностью в 5—7 м. Нижняя граница свиты по смене типов пород четкая: внизу чередование пелитовых алевролитов и алевролитистых глин с многочисленными ихнитами, выше сравнительно однородные светлые крупнозернистые алевролиты без видимых остатков жизнедеятельности. Верхний контакт в настоящее время ни в одной скважине не представлен керном и проведен условно по появлению в разрезе пелитовых алевролитов, окрашенных пятнисто в фиолетово-красный цвет и содержащих снова следы жизнедеятельности донных организмов. Из фауны в тискрской свите найдены только мелкие темные фрагменты брахиопод (скв. Эммасте, Тахкуна). В последнем разрезе на гл. 94,0 м среди них установлена одна створка *Paterina* sp.

Залегающая выше созлаская свита отличается от тискрских отложений наличием нескольких прослоев пелитовых алевролитов, особенно развитых в нижней половине. Верхние слои более однородные и сложены светлыми крупнозернистыми алевролитами, содержащими лишь тонкие пленки или отдельные гальки глины. Окраска пелитовых алевролитов зеленовато-серая, и только в нижнем прослое в некоторых разрезах (скв. Эйкла, Эммасте) наблюдаются фиолетово-серые и слабые фиолетово-красные пятна. Слоистость, обусловленная чередованием крупнозернистых и пелитовых алевролитов и наличием глинистых пленок и примазок, в основном горизонтальная и только в низах иногда наклонная по присыпкам слюд и глауконита. Алевролитовый компонент пород олигомиктовый, содержание полевых шпатов доходит здесь до 20%. В пелитистых разностях также много слюд (до 15%), среди которых преобладает зеленый биотит, но постоянно присутствуют мусковит, частично измененные бурые биотиты и единичные лепидомеланы. Аллотигенные минералы тяжелой фракции характеризуются низким содержанием ильменита и резким преобладанием турмалина среди прозрачных. Глинистый компонент гидрослюдисто-каолинитового состава. Остатки организмов в этих слоях представлены лишь единичной находкой песчаного фораминифера (скв. Кингисеп — 474,9 м) и мелкими фосфатными фрагментами брахиопод (?) в скв. Кингисеп и Эммасте. В глинистых алевролитах местами обнаружены неясные, вертикально расположенные ходы илоедов, заполненные алевролитовым материалом. Акритархи в этих породах до настоящего времени не обнаружены.

Над описанной толщей алевролитов во всех разрезах залегает без видимого перерыва комплекс чередования зеленовато-серых алевролитовых глин и светлых крупнозернистых алевролитов ирбенской свиты. Мощность ее закономерно увеличивается к югу — от 1,0 м (скв. Тахкуна) до более 40 м (скв. Кингисеп, Рухну). В некоторых разрезах (скв. Калана, Эммасте, Эйкла, Кингисеп) в составе свиты наблюдаются прослои бурого оолитового железняка. Однако количество и мощность их здесь значительно меньше, чем в более южных разрезах на Курземском полуострове. Максимальное количество их установлено в скв. Эйкла, где весь оолитовмещающий интервал составляет 11,1 м. По минеральному составу породы ирбенской свиты олиго-, реже полимиктовые, содержат наряду с кварцем до 20% полевых шпатов и до 10% слюд. В группе последних зеленые биотиты преобладают над мусковитом, но постоянно присутствуют и бурые биотиты,

в том числе листочки интенсивно оранжевого лепидомелана. В тяжелой фракции аутигенных минералов больше, среди них кроме широко распространенных в нижнекембрийских отложениях Прибалтики пирита, глауконита, лейкоксена и анатаза обнаружены еще сфалерит и микроконкреции железистого карбоната. В группе прозрачных аллотигенных минералов господствуют примерно в равных количествах турмалин и циркон. Почти во всех пробах обнаруживаются розовые разности циркона и синие турмалины. Кроме них всегда присутствуют титанистые минералы (рутил, титанит), гранаты, амфиболы и апатит, спорадически встречаются дистен, корунд и пироксены. Глинистый компонент в основном гидрослюдистый, постоянно присутствует хлорит и послойно каолинит, шамозит или смешаннослойные минеральные фазы. Из фауны найдены ядра вольбортелл, раковины песчаных фораминифер и фрагменты беззамковых брахиопод (скв. Калана, Курисо, Эммасте, Эйкла, Кингисепп и Рухну). В скв. Рухну на гл. 765,5 м обнаружены также фрагменты трилобитов из семейства *Ellipsocephalidae*. В скв. Эммасте, с глубины 216,4—219,6 м, Н. И. Умновой определены акритархи, видовой состав которых позволил, по заключению этого исследователя, сопоставить вмещающие отложения с оолитсодержащими породами Курземского полуострова (Кала, 1972).

На западных островах Эстонии кембрийские породы покрываются обычно оболочными песчаниками пакерортского горизонта. Только в скв. Рухну и, может быть, также в скв. Кингисепп разрез кембрия венчается рухнускими слоями, представленными хорошо отсортированными светлыми кварцевыми песчаниками, содержащими до 30% ильменита в тяжелой фракции. В скв. Рухну мощность этой части разреза не менее 20 м, и на глубине 725,5 м среди песчаников имеются несколько тонких прослоев светло-серой алевроитовой глины с фиолетово-красными пятнами. В глинистом компоненте этих слоев установлено до 60% каолинита. Остатки организмов не обнаружены.

III. Предлагаемая стратиграфическая схема и сопоставление ее с региональной схемой Прибалтики

На основе вышеизложенного материала предлагается схема расчленения кембрийских отложений Западной Эстонии (см. таблицу). Основной единицей расчленения является свита, представляющая собой картируемую совокупность пород, характеризующихся литолого-генетическим и палеонтологическим единством. Всего в нижнем кембрии на рассматриваемой территории выделено шесть свит (снизу вверх): воозиская, сыруская, люкатиская, тискреская, созлаская и ирбенская. Наличие отложений среднего кембрия палеонтологически не доказано. В состав среднего кембрия условно включены рухнуские слои, развитые в южных районах Западной Эстонии. В некоторых свитах намечается выдержанность по площади и более мелких подразделений, соответствующих пачкам. В данной работе расчленение до уровня пачек проведено только по воозиской свите в материковой части запада республики.

Нижняя часть разреза кембрия в материковой части Западной Эстонии, выделенная нами как воозиская свита, на основе палеонтологических данных определенно относится к лонтоваскому горизонту. Лонтоваские отложения в материковой части повсеместно распространяются до линии Хяэдемеэсте—Ристикюла на юге. Судя по данным

Предлагаемая схема расчленения кембрийских отложений Западной Эстонии

Региональная стратиграфическая схема				Стратиграфическая схема отложений Западной Эстонии	
				Литологическая характеристика и максимальная мощность	
Отдел	Надгоризонт	Горизонт	Свита, слон	Островной тип разреза	Запад материковой Эстонии
СРЕДНИЙ	ДЕЙМЕНАЙСКИЙ	не выделен	Рухнуские	Отсортированные светлые кварцевые мелкозернистые песчаники с прослоями алевроитовой глины от светло-серого до фиолетово-красного цвета не менее 20 м	Отсортированные светлые кварцевые мелкозернистые песчаники не более 10 м
		Кибартайский	отсутствуют		
НИЖНИЙ	АЙСЧЯЙСКИЙ	Раусеский	Ирбенская	Чередование зеленовато-серых алевроитовых глин с текстурой типа «кракстен» и крупнозернистых светлых алевролитов с отдельными прослоями железистых оолитов ок. 40 м	Крупнозернистые светлые алевролиты с многими тонкими волнистыми прослоями темно-серой глины 15 м
		Вергальский			Чередование крупнозернистых светлых алевролитов и зеленовато-серых, алевроитовых глин с текстурой типа «кракстен» 20 м
			Созлаская	Крупнозернистые светлые олиго- и полимиктовые алевролиты с отдельными прослоями зеленовато-серых пелитовых алевролитов 30 м	Крупнозернистые светлые олиго- и полимиктовые алевролиты с отдельными прослоями зеленовато-серых пелитовых алевролитов 30 м
	ЛИВСКИЙ	Талсинский	Тискреская	Крупнозернистые светлые кварцевые и кварцево-полевошпатовые алевролиты ок. 7 м	Крупнозернистые светлые кварцево-полевошпатовые алевролиты 18 м
			Люкатиская	Чередование зеленовато-серых алевроитовых глин и серых пелитовых алевролитов 7 м	Чередование зеленовато-серых алевроитовых глин и серых пелитовых алевролитов 18 м
			Сыруская	Чередование крупнозернистых и пелитовых алевролитов, в основном зеленовато-серой окраски 20 м Крупнозернистые светло-серые с красными пятнами полимиктовые алевролиты с тонкими волнистыми прослоями и пленками глины 30 м	Алевроитовые глины зеленовато-серые с отдельными красными пятнами с многочисленными тонкими прослоями светлого крупнозернистого алевролита 11 м Крупнозернистые светло-серые полимиктовые алевролиты с тонкими волнистыми прослоями зеленовато-серой глины 15 м
	БАЛТИЙСКИЙ	Лонтоваский	Воозиская	Частое чередование песчаников, гравелитов, алевролитов и глин 30 м	Пачка глин и пелитовых алевролитов (паралепаская пачка) 25 м Пачка глауконит содержащих песчаников с прослоями глин (казарская пачка) 30 м Пачка светлых песчаников с прослоями глин (таэблаская пачка) 50 м

скв. Абя, где мощность лонтоваских отложений 3,7 м, можно предположить, что вблизи южной границы Эстонии они денудированы до накопления отложений айсчяйской серии. Затруднения возникают при определении западной границы распространения отложений лонтоваского возраста. Низы разрезов кембрия на островах представлены преимущественно песчаными породами с очень скудной палеонтологической характеристикой. Исходя из фациального характера и мощностей палеонтологически доказанных лонтоваских отложений материковой части Эстонии, можно сделать вывод, что нижняя часть разреза на островах представляет собой мелководные отложения лонтоваского бассейна. Исключение составляют низы разреза скв. Кингисепп, где породы слабо сортированы и содержат сравнительно много глауконита и фосфатных фрагментов брахиопод (?). Учитывая сказанное вкупе с тем, что в скв. Овиши разрез кембрия начинается послелонтоваскими отложениями (Брангулис и др., 1975), нами вся подлюкатисккая часть в разрезе скв. Кингисепп отнесена к сыруской свите. Это, однако, не исключает возможности нахождения отдельных останцев лонтоваских пород и в более южных районах Балтийской синеклизы.

Залегающие выше алевролиты, обогащенные в разной степени глинистым и песчаным материалом, выделены нами в сырускую свиту. Одинаковые по площади распространения сыруских отложений с люкатискими и наличие в верхней части свиты *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz. и *Micrhystridium pallidum* Volk. позволяют рассматривать сырускую свиту как базальную часть послебалтийского кембрия региона. Однако отделение ее от люкатиской свиты прослоем конгломерата и бедная палеонтологическая характеристика заставляют отнести сырускую свиту к талсинскому горизонту весьма условно.

Покрывающая люкатисккая свита устанавливается легко как по литологическим, так и по палеонтологическим данным и является прекрасным маркирующим интервалом в разрезе нижнего кембрия Северной Прибалтики. Эти отложения представляют собой палеонтологически лучше обоснованную часть талсинского (люкатиского) горизонта. Люкатиские отложения, как и подстилающие сыруские, развиты ограничено на рассматриваемой территории: в южных районах материковой части Западной Эстонии они отсутствуют, а пестроцветные верхи их разрезов на о-ве Сааремаа указывают на субаэральное выветривание.

Вышележащая толща преимущественно светлых крупнозернистых алевролитов была нами раньше (Кала, 1972; Брангулис и др., 1974) полностью включена в разрезах островов Хийумаа и Сааремаа, в состав тискреской свиты. Однако более детальное изучение как минерального состава, так и характера залегания этой части разреза показало, что в северных районах только нижняя часть ее представляет собой тискрескую свиту. Палеонтологические находки в тискреских отложениях редкие и аналогично тискреской свите стратопипической местности приурочены к базальным слоям. Наличие люкатиского комплекса акритарх, хотя и в обедненном виде, в разрезе Румба позволяет отнести тискрескую свиту к талсинскому (люкатискому) горизонту.

Верхняя часть алевроитовой толщи, выделенная нами как соэлаская свита, по незрелому составу алевроитового компонента, по типовым особенностям слюд, турмалина и циркона и по характеру ихно-

фоссилий в глинистых прослоях генетически близка к залегающей выше ирбенской (курземской) свите, в состав которой она была раньше включена в материковых разрезах (Менс, Пиррус, 1972).

Созлаская свита на западе Эстонии распространяется почти повсеместно, залегая трансгрессивно на разновозрастных отложениях: на тискрских — на севере, на пестроцветных породах люкатиской и лонтоваской свит — в южной части и на породах кристаллического фундамента — на о-ве Рухну. Из-за слабой палеонтологической изученности в стратиграфии как самих созласких, так и сходных с ними сакаских отложений Курземского полуострова остается неясным ряд вопросов. Так, пока еще неизвестно, являются ли созлаские разновозрастными с сакаскими отложениями или они представляют собой мелководный аналог курземской свиты (в понимании Э. Лиелдиена и А. Фридрихсоне, 1968). Далее, если сакаские и созлаские отложения одновозрастные, как нам сейчас представляет, то они относятся либо к талсинскому или к вергальскому горизонту, или образуют самостоятельный горизонт в региональной схеме, как предполагает А. И. Фридрихсоне (1974) на основании резкого изменения состава комплексов акритарх на границе талсинского и вергальского горизонтов.

Созлаская свита на всей рассматриваемой территории покрывается отложениями ирбенской свиты. Сравнительно хорошая палеонтологическая характеристика этих отложений и наличие прослоев бурых железистых оолитов в составе свиты на островах позволяют рассматривать основную часть ирбенской свиты в составе вергальского горизонта. Только в районе Виртсу—Хяэдемеэсте, где свита имеет двухчленное строение (рис. 2), верхняя часть ее содержит своеобразный комплекс акритарх, который по заключению Т. В. Янкаускаса (1973) указывает на раусвеский возраст. Основываясь на этом, верхи ирбенской свиты условно отнесены в состав раусвеского горизонта (таблица).

Венчающие разрез кембрия светлые мелкозернистые кварцевые песчаники, развитые только в южных районах рассматриваемой территории, из-за малого выхода керна в этом интервале пока слабо изучены. Специфическая литолого-минералогическая характеристика этих песчаников, позволяющая сравнительно легко установить их в разрезе, послужила основанием для выделения этих песчаников как рухнуских слоев. Слои эти палеонтологически не охарактеризованы. На основе литологического сходства с отложениями дейменаской серии они с большой степенью условности включены в состав дейменаского надгоризонта.

Таким образом, изложенное показывает, что в стратиграфии кембрия Западной Эстонии имеется еще ряд нерешенных вопросов, таких, как возраст базальной части кембрия на островах, положение сырской и созлаской свит и рухнуских слоев в региональной схеме кембрия Прибалтики, требующих в дальнейшем специального изучения.

ЛИТЕРАТУРА

- Брангулис А., Кала Э., Мардла А., Менс К., Пиррус Э., Сакалаускас В., Фридрихсоне А., Янкаускас Т. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1974, 23, № 3, с. 218—225.
- Брангулис А. П., Волкова Н. А., Карпицкая Л. П., Розанов А. Ю. К строению древних толщ на севере Курземского полуострова. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1975, с. 58—63.
- Кала Э. А., Менс К. А., Ундритс Л. А. Стратиграфическая характеристика разреза скважины Пярну. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1962, X, с. 19—31.
- Кала Э. О возрасте тискреских слоев по материалам острова Хийумаа. — «Изв. АН ЭССР, Хим. Геол.», 1972, 21, № 3, с. 276—278.
- Лиелдиена Э. К., Фридрихсоне А. И. О стратиграфии кембрийских отложений Западной Латвии. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис», 1968, с. 33—48.
- Менс К., Пиррус Э. Новые данные о возрасте тискреских слоев по материалам северо-западных разрезов Эстонии. — «Изв. АН ЭССР, Хим. Геол.», 1972, № 3, с. 278—281.
- Фридрихсоне А. И. Уточнение подразделения кембрийской системы в Латвии. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1974, с. 3—10.
- Янкаускас Т. В. Акритархи песчаной кембрийской толщи Южной Эстонии. — В сб.: Материалы II научной конференции геологов Литвы. Вильнюс, «Периодика», 1973, с. 10—12.
- Янкаускас Т. В. Новые акритархи нижнего кембрия Прибалтики. — «Палеонтолог. ж.», 1975, № 1, с. 94—104.

*Институт геологии Академии наук ЭССР
Управление геологии СМ ЭССР.*

LÄÄNE-EESTI KAMBRIUMI STRATIGRAAFIAST

E. KALA, K. MENS, E. PIRRUS

Resüme

Artiklis vaadeldakse kambriumi ehitust ja võimalikku liigestamist viimastel aastatel saadud litoloogilis-mineraloogiliste ja paleontoloogiliste andmete valgusel. Uuritud puuraugud on näidatud joonisel 1. Andmete analüüsimisel selgus, et piirkonniti erineb läbilõike koosseis tunduvalt nii litoloogiliselt kui ka stratigraafiliselt (joon. 2 ja 3).

Litoloogilis-mineraloogiliste tunnuste järgi eristatakse alamkambriumis kuus kihistut (voosi, sõru, lükati, tiskre, soela ja irbeni), kambriumi läbilõike ülemine stratoon — ruhnu kihid — on loetud tinglikult keskambriumi. Voosi kihistus on mandri lääneosas eraldatud omakorda kolm kihistikku (taebla, kasari, paralepa).

Kihistute ruumilise levikupildi analüüsimisel selgus, et ainult soela ja irbeni kihistu levivad kogu vaadeldaval alal, voosi kihistu puudub Ruhnu puurprofiilis ja tõenäoliselt ka Lõuna-Saaremaal; sõru, lükati ja tiskre kihistu kiilduvad aga Lääne-Eesti kaguosas välja ja siin lasuvad vahetult lontova lademe murenemiskoorikul soela kihistu aleuroliidid.

Fossiilide leviku uurimisel saadud stratigraafiline informatsioon võimaldab näidata enamiku kihistute seost regionaal-stratigraafiliste ühikutega (tabel).

ON THE STRATIGRAPHY OF THE CAMBRIAN IN WEST ESTONIA

E. KALA, K. MENS, E. PIRRUS

Summary

The present paper summarizes the materials collected during last years on the stratigraphy of the West Estonian Cambrian. Location of the most important studied borings is shown in Fig. 1.

Structurally, West Estonia forms a transitional zone between the northern part of the Baltic syncline and the southern slope of the Baltic shield. Sedimentation in the area was controlled by both these tectonic elements. Thus, at the first evolutionary stage of Cambrian development, in the Baltic time, this area represented a shallow-water belt of the basin, transgressing from the east. At the beginning of a new phase of marine sedimentation, in the Livian Stage, and during the rest of the Cambrian, deposition was connected with the western transgression of the sea.

On the greater part of the territory, the Cambrian deposits rest on an uneven, eroded surface of the crystalline basement, and only in the north-east of the area they are lying on Vendian deposits. Throughout the area they are disconformably overlain by Lower Ordovician deposits.

In West Estonia the succession of Cambrian beds is mainly represented by sand- and siltstones whereas claystones are restricted. According mostly to lithological features and mineral composition of the silt (0.1—0.05 mm) and clay (<0.001 mm) fractions of deposits, numerous local stratigraphic units are distinguished. These are (from bottom to top): Voosi, Sõru, Lükati, Tiskre, Soela, Irbeni formations and Ruhnu Beds.

The Voosi Formation is a shallow-water equivalent of the Lontova one of East Estonia.

The Sõru Formation is a recently defined unit situated between the Voosi (Lontova) and Lükati formations in West Estonia. Its post-Lontova age is proved by the occurrence of *Tasmanites bobrowskii* Waz. and *Baltisphaeridium* sp. found in the upper part of the formation. The authors of the present paper regard the Sõru Formation as the lowermost unit of the Livian Series. At present, its stratigraphic position, relative to the Talsi Stage of the regional stratigraphic scheme, is uncertain, and needs further investigation.

The Lükati and Tiskre formations correspond in their volume and their characteristics to the same units in the stratotype area (North Estonia).

The Soela Formation is defined as an independent unit, for the first time. Until now, these deposits have been considered as belonging to the Tiskre Formation. The evidence for excluding this formation from the Tiskre Formation lies in the striking similarity, in the mineral composition of the silt fraction and the geographical expansion, to the overlying Irbeni Formation. Both the Soela and Irbeni formations lie in a transgressive manner on the different-aged rocks that have frequently been weathered.

The Irbeni Formation was previously called the Kurzeme Formation, but as the latter name appeared to be occupied, it had to be dropped.

The Ruhnu Beds embrace the uppermost part of the Cambrian sequence, and are spread in the south-western part of the area. This unit is devoid of fossils, and only on the basis of lithological features it can be compared to the Deimena Series in the southern part of the Baltic syncline and is designated as Middle (?) Cambrian.

As is shown in Figs. 2 and 3, the stratigraphical completeness and the lithological character of the Cambrian sections are at places rather different. The main lithological features of the above-mentioned units and their maximum thicknesses are given in the Table. The correlation of the local stratigraphic units of West Estonia with those of the regional stratigraphic scheme (left side of Table) is also indicated.

*Institute of Geology, Academy of Sciences of the ESSR
Board of Geology of the ESSR*

СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕЙ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВОЙ ТОЛЩИ КЕМБРИЯ ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ ПРИБАЛТИКИ

(по литолого-минералогическим данным)

К. А. Менс, Э. А. Пиррус, А. П. Брангулис

Одной из нерешенных проблем стратиграфии кембрия Прибалтики является стратиграфическое положение 20—50-метровой песчано-алевритовой толщи, залегающей в центральных и восточных районах Прибалтики на выветрелой поверхности синих глин лонтоваской свиты или непосредственно на кристаллическом фундаменте (Брангулис и др., 1974). Залегание между палеонтологически охарактеризованными ордовикскими и нижнекембрийскими отложениями послужило основанием для рассмотрения этой внешней весьма однородной толщи алевритово-песчаных пород до недавнего времени как единого тискреского горизонта (Решения..., 1965). При этом на основе явных признаков перерыва на нижнем контакте этой толщи в разрезах Ленинградской области и Восточной Прибалтики эти отложения по аналогии со шведским разрезом относили к среднему кембрию, а после находок *Parabolina* cf. *longicornis* Westergard и *P. lobata rossica* Balasch. из верхней части толщи скв. Пестово, частично даже и к верхнему кембрию (Балашова, 1963; Хазанович, 1968). Однако как средне-, так и позднекембрийский возраст рассматриваемой толщи в пределах Прибалтики не нашел палеонтологического подтверждения. Новые геологические данные не оспаривали также неразрывность тискреских слоев стратотипической местности от нижележащих палеонтологически доказанных отложений нижнего кембрия, которая отстаивалась А. Эпиком (Örik, 1925, 1929, 1956).

Несмотря на трудности получения доброкачественного кернового материала из этих отложений, в течение последнего десятилетия все же был достигнут существенный прогресс в распознавании геологии этой толщи. Так, исходя из анализа условий залегания и структурных планов отложений, эстонские геологи высказали предположение о неодновозрастности тискреских слоев стратотипического района и песчано-алевритовых отложений, залегающих на коре выветривания лонтоваских глин на юго-востоке Эстонии (Мардла и др., 1968). Позднее было показано, что тискреские слои стратотипического района на западе Эстонии перекрыты нижнекембрийскими отложениями вергальского возраста (Кала, 1972; Менс, Пиррус, 1972). В результате исследования наиболее полных разрезов Западной Латвии (Лиелдиена,

Фридрихсоне, 1968; Биркис и др., 1970; Волкова, 1973) выяснилось, что разрез нижнего кембрия здесь наиболее полный и что только самые верхи разреза, названные литовскими геологами дейменаской серией (Сакалаускас, 1966; Григалис и др., 1971), представлены палеонтологически слабо охарактеризованными песчано-алевритовыми отложениями мощностью до 40—50 м, которые по находкам среднекембрийских трилобитов в подстилающих кибартайских отложениях (Лендзён и др., 1973) и позднекембрийской фауны в покрывающих отложениях (Каплан и др., 1973) могут быть отнесены к среднему кембрию.

Однако соотношение отложений дейменаской серии и песчано-алевритовой толщи восточных районов Прибалтики оставалось все же неясным, и поэтому эти слои обычно рассматривались под условным названием «ижорская толща» (Биркис и др., 1972; Брангулис и др., 1974).

В последние годы усилились биостратиграфические исследования, а именно изучение Н. А. Волковой, А. И. Фридрихсоне и Т. В. Янкаускасом акритарх в глинистых прослоях рассматриваемой толщи. Полученные данные позволили Т. В. Янкаускасу (1973, 1974а, в) отстаивать раннекембрийский, а именно вергальско-раусевский возраст большей части толщи, вплоть до выходов ее в долине р. Ижора в Ленинградской области. Он же рассматривает основную часть «ижорской толщи» в качестве возрастного аналога гегеско-вирбалисской или курземской свит западных разрезов и предлагает именовать ее в пределах Прибалтики «лакайской свитой» со стратотипом в скв. Ляляй (гл. 526—559 м) на юго-востоке Литвы (Янкаускас, Пашкявичене, 1973).¹ Вергальско-раусевский комплекс акритарх установлен Н. А. Волковой и на территории Центральной Латвии, в двух нижних пачках выделяемой толщи.

Строение всей рассматриваемой толщи в литолого-минералогическом аспекте изучено недостаточно, ввиду чего нет четкого представления о гомогенности данной толщи, и в случае ее неоднородности отсутствует надежная основа для привязки палеонтологических находок к определенным ее подразделениям. Целью настоящей публикации и является устранение в какой-то степени этого пробела и выявление на базе литолого-минералогических данных дополнительных критериев для расчленения и корреляций этой части разреза.

Основным фактическим материалом для работы являлись проведенные авторами изучение кернов ряда скважин по всей исследуемой территории и систематическое литолого-минералогическое исследование обнажений вдоль Северо-Эстонского глинта вплоть до выходов «ижорской толщи» в бассейнах рек Ижора и Тосна Ленинградской области. В целях сохранения единой методики использовались лишь анализы, выполненные К. А. Менс (фракция 0,05—0,1 м) и Э. А. Пиррусом (<0,001 мм). Опорными участками для прослеживания строения рассматриваемой песчано-алевритовой толщи служили разрез тискреской свиты на севере Эстонии (рис. 1, А), сводный разрез по скважинам Вергальской площади Западной Латвии (С), разрез Ижора—Тосна в Ленинградской области (В) и разрез группы скважин на востоке

¹ Новые данные о возрасте ижорской и лакайской свит приведены в статье Т. Янкаускаса «К микрофитологической характеристике средне- и верхнекембрийских отложений северо-западной части Восточно-Европейской платформы» — Изв. АН ЭССР, Геология, 1980, т. 29, № 4, с. 131—155.

Литвы (D), где расчленение кембрийских отложений имеет также надежную биостратиграфическую и литолого-минералогическую основу, Все эти разрезы соединены геологическими профилями, составленными с таким учетом, чтобы они характеризовали наиболее резкие изменения в пределах всего исследуемого региона (рис. 1).

Наиболее простое строение имеет субширотный профиль по южному берегу Финского залива (рис. 2, АВ). В нем от Тискре на западе до зоны тектонического поднятия в районе Копорье юго-западнее Ленинграда хорошо прослеживается тискрская свита, представленная глауконитоносными алевролитами и песчаниками, содержащими лишь подчиненные прослои зеленовато-серых глин. В минералогическом отношении она характеризуется средней степенью зрелости (коэффициент мономинеральности К — отношение кварца к полевым шпатам — выдерживается в пределах 5—20), преобладанием турмалина над цирконом в составе аллотигенных прозрачных минералов тяжелой фракции и гидрослюдистой ассоциацией глинистых минералов. Восточнее упомянутой выше структуры, в сводовой части которой ордовикские отложения залегают непосредственно на лонтоваской свите, тискрская свита не распространяется. Уже западнее этого поднятия — в бассейне р. Луги на тискрской свите залегает другое литологическое тело, внешне очень сходное с тискрской свитой, но значительно отличающееся от нее по минеральному составу. Алевроитовый компонент этого

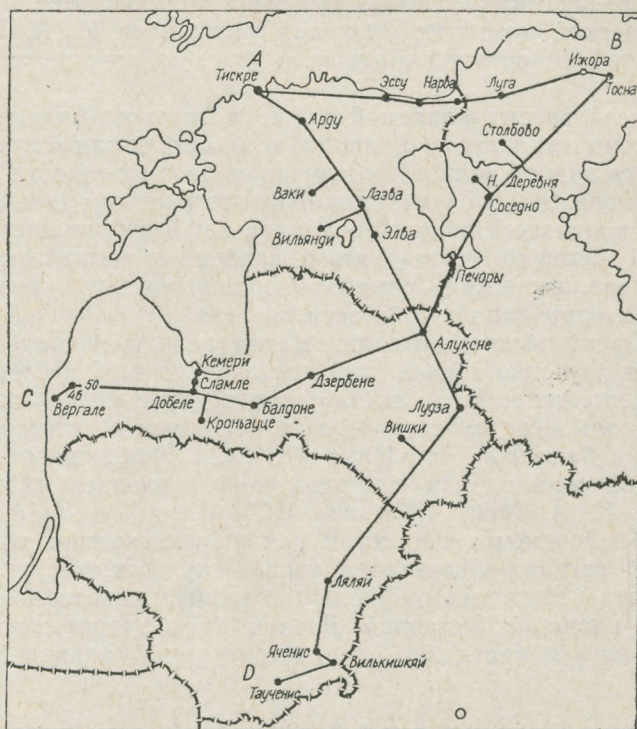
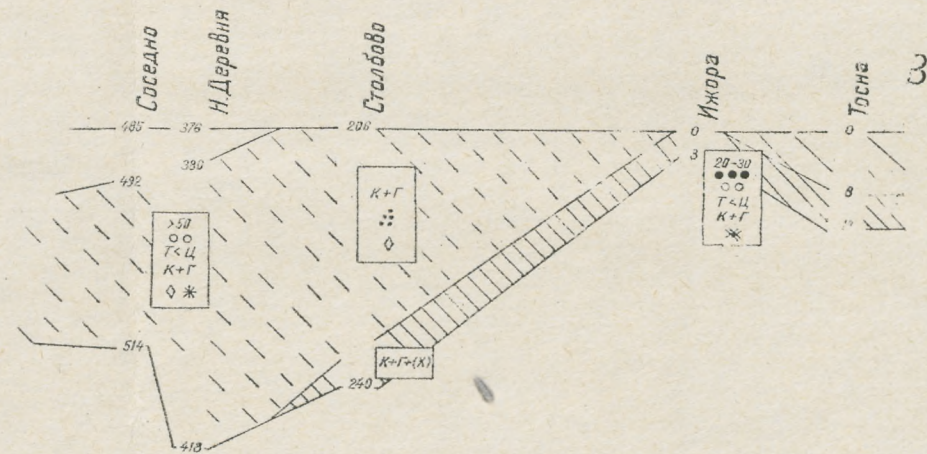
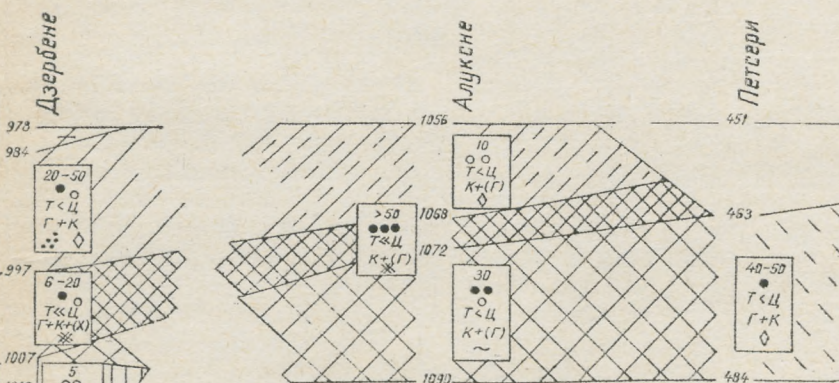
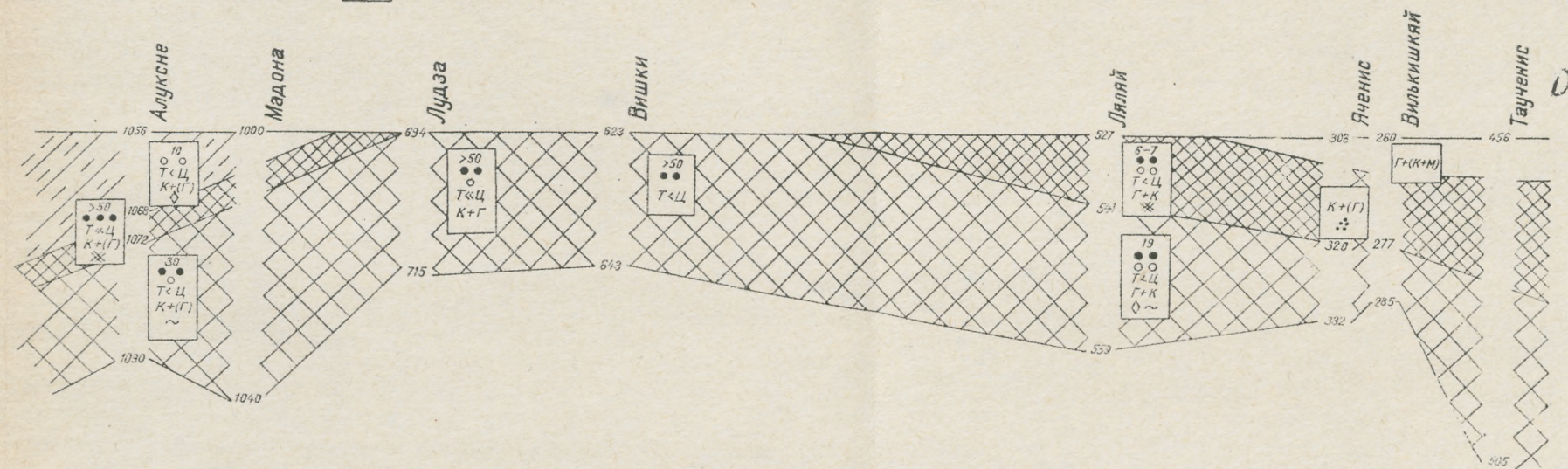
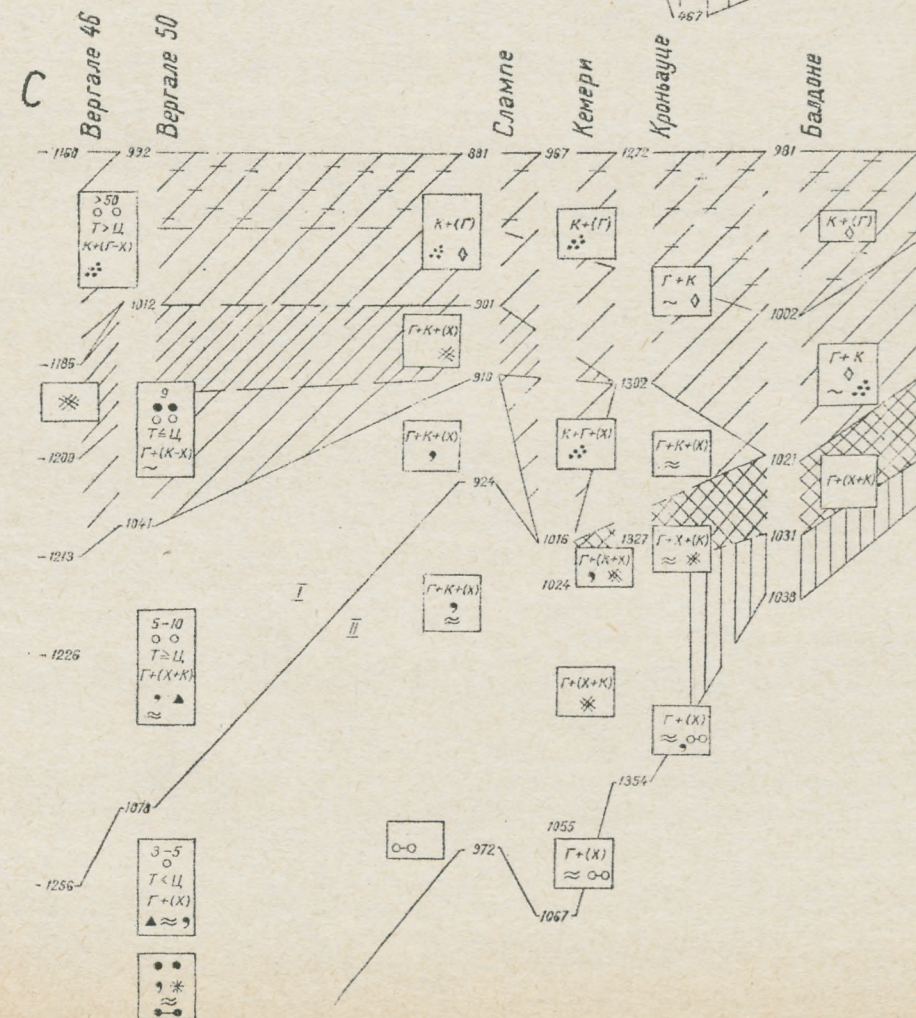


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.



	1		7		13		15		22		28
	2		8		14		16		23		29
	3		9		15		18		24		30
	4		10		19		21		25		
	5		11		20		26				
	6		12		27						

подразделения характеризуется повышенной зрелостью ($K > 50$), большим количеством ($> 30\%$) ильменита в составе тяжелой фракции, явным преобладанием циркона над турмалином и отсутствием глауконита. Контакт этих слоев с подстилающими тискрескими отложениями вскрыт и изучен нами в обнажении на левом берегу р. Луга (в г. Кингисепп, выше шоссе моста), где он маркируется базальным гравино-конгломератовым слоем мощностью до 10 см. Хотя в бассейнах рек Ижора и Тосна вся толща в целом и характеризуется некоторой неоднородностью, она все же сохраняет черты верхней части разреза в обнажениях Луга (рис. 2, АВ).

Более сложно построен меридиональный профиль через восточные районы Прибалтики (рис. 2, АД). В районе между Таллином и поселком Арду развита лишь тискрская свита. Южнее Арду, судя по литолого-минералогическим признакам, тискреские слои выпадают из разреза и заменяются толщей алевролитов с двучленным строением. Нижняя часть ее сложена алевролитами с редкими ходами илоедов в прослоях слюдистых алевролитов и с характерными темно-цветными слюдами типа лепидомелана. Верхняя часть состоит из светло-серых безглауконитовых кварцевых песчаников и алевролитов с конкрециями пирита и с преобладанием каолинита в составе глинистой фракции. В районе наибольших мощностей верхнего члена разреза (Вильянди, Элва), в верхах его, можно выделить самостоятельный интервал, в котором сохранились все макролитологические особенности пород, но значительно повышается роль турмалина среди аллотигенных минералов тяжелой фракции до его преобладания над цирконом.

Разрезы южнее Локновского поднятия (Алуksне, Мадона, Лудза) сильно отличаются от более северных и поэтому сопоставление их между собой по литолого-минералогической характеристике нельзя провести; с некоторой условностью можно сопоставить лишь верхи слоев. Южнее Мадона из разреза выпадают алевролиты с многочисленными темно-серыми или даже коричневато-серыми пленками глины

Рис. 2. Продольные профили верхней песчано-алевритовой толщи кембрия Прибалтики. Литолого-минералогические данные: 1 — коэффициент мономинеральности (отношение кварца к полевым шпатам в крупноалевритовой фракции); 2 — содержание аллотигенных рудных минералов в составе тяжелых минералов (30, 30—10, 10—5%); 3 — содержание титанистых минералов (рутила, брукита, титанита), в общем количестве прозрачных аллотигенных минералов (50, 50—25, 25—10%); 4 — соотношение турмалина и циркона; 5 — ассоциация глинистых минералов (g — гидрослюды, к — каолинит, х — хлориты, м — монтмориллонит); 6 — присыпки минералов тяжелой фракции; 7 — поверхности, обогащенные слюдами; 8 — глауконит; 9 — конкреции пирита; 10 — слугки каолинита; 11 — бурые оолитовые руды железа; 12 — шамотовый цемент; 13 — пестроцветность; 14 — ходы илоедов, а — редкие, б — частые; 15 — тесное переслаивание песчаника и темно-коричневой глины.

Выделяемые слои: 16 — тискрская свита; 17 — вакиские слои; 18 — нижняя пачка цирмской толщи; 19 — нижняя часть лакайской свиты; 20 — верхняя часть лакайской свиты (вторая пачка цирмской толщи); 21 — нижняя часть ижорских слоев; 22 — верхняя часть ижорских слоев; 23 — слои с пестроокрашенными прослоями каолинитовых глин; 24 — нижняя часть дейменаской толщи с тонким переслаиванием песчаника и темно-коричневой глины; 25 — нижняя часть дейменаской толщи (третья пачка цирмской толщи); 26 — верхняя часть дейменаской толщи (четвертая пачка цирмской толщи); 27 — элваские слои (третья пачка цирмской толщи?); 28 — рауднаские слои (четвертая пачка цирмской толщи?); 29 — предполагаемые базальные слои ордовика; 30 — отложения кибартайского (I) и вергальско-раусевского (II) горизонтов.

Цифрами у скважин показана глубина в метрах.

(интервал 1968—1072 м в скв. Алуksне) и поэтому рассматриваемая часть разреза в целом имеет сокращенную мощность. Дальше к югу, в Восточной Литве, снова увеличиваются мощности рассматриваемой толщи за счет появления опять же в верхней части разреза алевролитов с тонкими примазками темно-серой глины (скв. Ляляй, гл. 527—539 м). Однако минеральный состав алевроитового компонента здесь менее зрелый и позволяет предположить, что часть материала поступала с приподнятых участков кристаллического фундамента. В нижней части разреза скв. Ляляй Т. В. Янкаускасом определен комплекс акритарх, содержащий кроме транзитных форм несколько видов, не поднимающихся в западных разрезах выше вергальского уровня. Все же здесь присутствует и *Deunffia dentifera* Volk., характерная для раусвеских и более молодых уровней. В верхней части того же разреза (гл. 530—539 м) наблюдается, также совместно с формами вергальского уровня, *D. dentifera* Volk. и появляется *Michystridium obscurum* Volk., характерная только для раусвеского уровня (Янкаускас, 1974 а). В скв. Ячёнис, располагающейся несколько южнее, этим же автором отмечается характерный вергальский комплекс на гл. 320 м и раусвеский на гл. 303 м (Янкаускас, 1974 а), а в скв. Таученис на гл. 490 м — вергальский (Янкаускас, 1974 в). В верхней части скв. Лудза (гл. 696 м) этим же исследователем обнаружен комплекс акритарх, весьма близкий к комплексу акритарх в обнажении реки Ижора (Янкаускас, 1974 в), на основании которого предполагается и здесь вергальский возраст отложений.²

Таким образом, материал по акритархам указывает на раннекембрийский возраст двух нижних подразделений Южно-Прибалтийских разрезов, рассмотренных Т. Янкаускасом и Л. Пашкявичене (1973) в качестве лакайской свиты.

Третий профиль по линии от Вергале на западе Латвии до Ижора—Тосна на востоке составлен для иллюстрации соотношений песчано-алевритовой толщи востока с наиболее полными разрезами кембрия Прибалтики. В разрезах Вергальской площади под латорпскими глауконитсодержащими отложениями нижнего ордовика залегает мощный (40—50 м) комплекс песчаников и крупнозернистых алевролитов без глауконита и содержащих лишь единичные глинистые прослои. В минералогическом отношении этот комплекс разделяется на две части. Верхняя (скв. Вергале-50, гл. 992—1012 м) характеризуется отсутствием полевых шпатов, высоким содержанием турмалина и титанистых минералов, каолинитовым составом глинистого компонента. Для нижней части разреза (Вергале-50, гл. 1012—1041 м) характерны низкая зрелость ($K = 9-10$), заниженное количество турмалина, появление ильменита, преобладание среди глинистых минералов гидрослюда при небольшом содержании каолинита и хлорита. Глауконит отсутствует, но в глинистых прослоях встречаются отдельные ходы илороющих организмов диаметром 4—5 мм. В скв. Вергале-46 в средней части комплекса (гл. 1186—1200 м) наблюдаются тонкие пленки и прослои темно-серых глин, причудливо переплетающиеся с алевролитом и придающие породе характерную сложную текстуру.

Под этими отложениями (дейменаская свита по А. Фридрихсоне, 1974) на западе Латвии наблюдается комплекс алевроито-глинистых пород (25—35 м), обогащенных глауконитом и детритом беззамковых

² См. примечание 1 на с. 39.

брахиопод и большинством исследователей отнесенный на основе находок трилобитов, брахиопод и акритарх к среднему кембрию (Лиелдiena, Фридрихсоне, 1968; Волкова, 1973; 1974; Лендзён и др., 1973). В минералогическом отношении эта часть разреза резко отличается от вышележащей, но весьма похожа на подстилающие нижнекембрийские отложения (рис. 2 СВ). Подстилающие глинистые алевролиты с биотекстурой типа «кракстен», содержащие в нижней части маркирующие слои бурых железистых оолитов, весьма специфичны и по минеральному составу: для них характерны высокое содержание полевых шпатов, присутствие малоустойчивых амфиболов и пироксенов, наличие железистых слюд типа лепидомелана и выдержанная гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация глинистых минералов.

На восточной окраине Курземского полуострова (скв. Слампе, Добеле, Кроньяуце) наблюдается сокращение разреза и его обеднение глинистым материалом. Верхний член — дейменаская толща — все же хорошо распознается в скважинах Слампе и Кроньяуце (гл. 881—901 м и 1272—1302 м) по присыпкам рудных минералов, по каолинитности и по примеси крупнозернистого кварца. В скв. Слампе, в интервале 901—910 м, наблюдается характерное переплетение темно-серо-коричневых глинистых пленок с алевролитом, обнаруженное и в средней части дейменаской свиты в скв. Вергале-46. Если эти интервалы действительно одновозрастные, то сокращение разреза дейменаских слоев должно происходить в восточном направлении за счет их низов.

Ниже залегают алевролиты с зеленовато-серыми глинистыми прослоями и с текстурой типа «кракстен». В небольших количествах встречается глауконит. Отсутствие присыпок глауконита и скоплений детрита на плоскостях наслоения позволяет считать, что кибартайские слои в этом разрезе уже отсутствуют, о чем свидетельствуют и данные по акритархам из скв. Кроньяуце, представленные на гл. 1302,5 м раусвеским, а на гл. 1341—1354 м — вергальским комплексами (определения Н. А. Волковой), а также новые материалы по скв. Кемери (Брангулис и др., 1975). Маркирующие железистые оолиты в этих скважинах уже отсутствуют, однако в низах разрезов скв. Добеле (гл. 1527 м) и скв. Кроньяуце (1354 м) алевролит сцементирован темно-зеленым лептохлорит-шамозитом, содержащим до 17,4% Fe_2O_3 . Если эти уровни действительно синхронны с железистыми оолитами на западе, то все изменения в характере породы — исчезновение биотекстур, уменьшение глинистости и содержания глауконита, а также исчезновение фауны можно объяснить фациальным переходом в более мелководную обстановку осадконакопления.

К востоку от линии Слампе—Кроньяуце разрез кембрия еще менее полный. Так, в скв. Балдоне верхняя часть (гл. 981—1021 м) слагается белым тонкозернистым кварцевым песчаником с обильным пиритом, сгустками каолинита, присыпками рудных минералов и с гидрослюдисто-каолинитовой ассоциацией глинистых минералов. На основании этих признаков данную часть разреза можно рассматривать как возрастной аналог дейменаских отложений запада. Сходство подкрепляется еще наличием на гл. 1010 м прослоя зеленовато-фиолетово-окрашенного глинистого алевролита, очень близкого к обнаруженному в скв. Добеле на гл. 1434—1450 м. По литологическому облику и минералогической зрелости эту часть разреза в скв. Балдоне можно расчленить на две части (рис. 2 СВ). Подстилающий интервал (1021—1031 м) со многими волнистыми пленками темно-серой глины по

внешнему виду очень близок к интервалам в дейменаской части западных разрезов (скв. Вергале-46, 1188—1200 м; скв. Слампе, гл. 901—910 м), но, по данным Н. А. Волковой, содержит акритархи, по всей вероятности, раусвеского комплекса (Брангулис и др., 1975). Следовательно, литологическая корреляция здесь, видимо, неправомерна. Из этого разреза получены лишь скудные минералогические данные. Глинистый компонент свидетельствует о нормально-морской обстановке седиментации, и таким образом, косвенно подтверждает данные по акритархам. Базальный комплекс разреза Балдоне (гл. 1031—1038 м) содержит отдельные прослои очень слюдистых алевролитов с нечеткими ходами илороящих, напоминая этим нижние слои Южно-Эстонских разрезов. Однако отсутствие глауконита и пестроцветности в скв. Балдоне заставляет нас проявлять осторожность при идентификации этих частей разрезов.

Основные черты разреза скв. Балдоне сохраняются и в разрезах близко располагающихся скважин Ляулене и Дзербене.

Переход к восточным разрезам сопровождается существенными изменениями: в скв. Алуksне можно распознать только среднюю часть разреза Дзербене (гл. 997—1007 м). В скв. Петсери по минералогическим особенностям можно условно выделить только самое нижнее подразделение разреза скв. Алуksне. Верхний песчано-глинистый комплекс в скв. Петсери (гл. 451—463 м)³ является, вероятно, уже базальной частью ордовика, о чем свидетельствуют минералогические особенности пород, остатки беззамковых брахиопод, предварительные данные по акритархам (В. В. Кирьянов) и наличие в основании этих слоев прослоя конгломерата (скв. Лаанеметса). В более восточных разрезах (скв. Соседно, Новая Деревня) также выделяются верхи разреза, относящиеся по своим минералогическим особенностям, по всей вероятности, к ордовику. Основная часть разреза сложена здесь комплексом однородных зрелых алевролитов со сгустками каолинита, с прослоями пестроокрашенных, иногда и сухарных пелитовых алевролитов (скв. Столбово). Эти алевролиты близки к породам основной части разрезов Алуksне и Петсери, но отличаются от них заниженным содержанием рудных минералов.

Рассмотренные нами выше разрезы рек Ижора и Тосна не увязываются четко с более западными разрезами по линии рассматриваемого профиля. Возможно, что предполагаемые на рис. 2 СВ взаимоотношения близки к действительным, но они в дальнейшем нуждаются в проверке.

Таким образом, широтный профиль через центральные районы Прибалтики указывает на сложное строение изучаемой толщи в литогенетическом отношении, ввиду чего рассмотрение всей этой толщи в качестве одного мелководного фациального аналога вергальско-раусвеского уровня запада кажется нам слишком упрощенным. Наоборот, возможность улавливания индивидуализированных черт большинства выделенных литотел на рассматриваемой территории не только макролитологически, но и минералогически свидетельствует о подчиненном значении фактора унаследованности в процессе формирования состава кластогенных минералов, что, в свою очередь, позволяет более широко

³ См. также статью Н. Волковой, К. Каяка, К. Менс и Э. Пирруса «Новые данные о переходных слоях между кембрием и ордовиком на востоке Прибалтики» — Изв. АН ЭССР, Геология, 1981, т. 30, № 2, с. 51—55.

использовать минералогические критерии при решении проблем стратиграфии.

Подытоживая все вышеизложенное, можно выявить последовательность налегания друг на друга большинства отмеченных выше литотел и составить вероятную схему их взаимоотношений для всей исследуемой территории.

Наиболее древним подразделением в рассматриваемом комплексе отложений является тискреская свита, развитая только на ограниченной площади Северной Эстонии. Характерные черты ее следующие: преобладание отсортированных крупнозернистых алевролитов или мелкозернистых песчаников с подчиненным значением зеленоватых пелитовых пород; в минералогическом отношении средняя зрелость ($K = 5-20$); преобладание турмалина над цирконом; значительное количество прозрачных титанистых минералов на северо-западе (до 20—30%) и рудных в виде ильменита (5—30%) на востоке. Глинистый компонент повсеместно гидрослюдистый, с примесью хлорита и каолинита. Постоянно присутствует глауконит. Ходы илороющих организмов наблюдаются редко. Комплекс акритарх, близкий к люкатискому, установлен лишь в низах свиты (обн. Какумяги, Хийемяэ, скв. Румба). По расположению в сводном разрезе северо-запада Эстонии установлен раннекембрийский — довергальский возраст свиты (Кала, 1972; Менс, Пиррус, 1972).

Следующее выделяемое в Эстонии подразделение — вакиские слои — распространяется в средней и восточной части Южной Эстонии и обладает также характерными чертами раннекембрийского осадконакопления: наличием глауконита, зеленовато-серой окраской глинистых прослоев, преобладанием гидрослюды в составе глинистых минералов. От тискреских слоев оно отличается заниженной зрелостью кластогенного компонента ($K = 2-7$), присутствием амфиболов и пироксенов, непостоянством соотношения турмалина и циркона и содержанием слюд типа лепидомелана. Макроскопически вакиские слои отличаются от тискреских наличием обильных слюдистых присыпок на отдельных уровнях и вертикально расположенных ходов илороющих, отличающихся от ходов типа *Diplocraterion* и *Skolithos*, найденных в тискреских отложениях, а также наличием фиолетово-красных пятен и разводов вокруг этих ходов. Большое сходство в минеральном составе позволяет считать вакиские слои с большой степенью достоверности аналогами курземской свиты Э. Лиелдиена и А. Фридрихсоне в западных районах Латвии. Возможно, что в южном направлении вакиские слои фациально переходят в алевритовые породы низов разрезов Балдоне, Ляулене и Дзербене (нижняя пачка цирмской толщи Центральной Латвии). Однако отсутствие в последних глауконита, столь характерного для вакиских слоев, заставляет нас воздерживаться от прямого сопоставления этих слоев между собой и рассматривать их в виде самостоятельных литотел (таблица).

Дальше на юг в основании рассматриваемой толщи выделяется нижняя часть лакайской свиты (Янкаускас, Пашкявичене, 1973), которая, судя по акритархам, располагается на близком к предыдущим подразделениям возрастном уровне. Для нее характерно преобладание песчано-алевритовых пород с редкими прослоями серых или зеленовато-серых глин, на которых лишь изредка встречаются следы жизнедеятельности донных организмов. В минералогическом отношении наблюдается повышенная или средняя степень зрелости, понижаю-

ОТДЕЛ	Региональные подразделения (горизонт, надгоризонт)	Местные подразделения		
СРЕДНИЙ	Дейменаский	Рауднаские слои	Четвертая (верхняя) пачка цирмской толщи	
		Элваские слои		
	Кибартайский	Третья пачка цирмской толщи		
НИЖНИЙ	Раусвеский	Вторая пачка цирмской толщи и верхняя часть лакайской свиты		
	Вергальский	Вакиские слои	Первая (нижняя) пачка цирмской толщи	Нижняя часть лакайской свиты
	Талсинский	Тискреская свита		

щаяся постепенно в южном направлении ($K = 30-6$). Наблюдается также повсеместное преобладание циркона над турмалином, повышенное количество прозрачных титанистых минералов (20—50%), реже рудных минералов (5—30%), преобладание каолинита и ничтожная роль хлорита в составе глинистой фракции всех типов пород.

Следующее тело — верхняя часть лакайской свиты в Литве и вторая пачка цирмской толщи Латвии — характеризуется четкими макролитологическими особенностями, прежде всего наличием множества тонких темно-серых или коричневато-серых (битуминозных?) прослоев глины, которые в виде волнистых и разветвляющихся ламелл тесно переплетаются с вмещающей алевроитовой породой, придавая последней весьма характерную текстуру (табл. I, 3, 4). Минералогически это подразделение улавливается по резкому преобладанию циркона над турмалином, по значительному количеству рудных минералов и весьма выдержанной гидрослюдисто-каолинитовой ассоциации глинистых минералов. Хлориты, как правило, среди последних встречаются крайне редко. Изменчива лишь общая зрелость обломочных минералов ($K = 5-50$). Это подразделение хорошо прослеживается в скв. Балдоне (гл. 1021—1031 м), Дзербене (гл. 997—1007 м), Алуksне (гл. 1068—1072 м), Ляляй (гл. 527—541 м). Отметим, что макроскопически сходные отложения встречаются и в нижней части дейменаской толщи в ряде скважин Западной Латвии, однако минералогическая характеристика здесь несколько отличается как по соотношению турмалина

и циркона, так и по ассоциации глинистых минералов. Вероятно, что этот тип отложений скользит во времени, отражая определенную обстановку осадконакопления, которая стала господствующей на рассматриваемой территории после образования глауконитоносных отложений.

Выше рассматриваемых слоев по всей Прибалтике залегает песчано-алевритовая толща, содержащая большое количество каолинита и обладающая высокой зрелостью обломочного компонента. Очевидно, что эта толща также не является однородным телом, а разделяется по ряду признаков на отдельные подразделения.

На западе, в пределах Балтийской синеклизы, они известны как образования дейменаской серии (Сакалаускас, 1966) или дейменаской свиты (Фридрихсоне, 1974). Согласно нашим исследованиям, в ряде разрезов Западной Латвии (Вергале-46, -50, Добеле и др.) дейменаские отложения подразделяются на две части: на нижнюю, менее зрелую и на верхнюю, более зрелую. В нижней части дейменаской толщи нередко наблюдается тонкая ламеллеобразная слоистость по темно-серым или коричневато-серым примазкам глины.

Двучленное строение верхов песчано-алевритовой толщи наблюдается также во многих разрезах Центральной Латвии (рис. 2; Брангулис, и др., 1975). Представительный комплекс акритарх из этой части разреза, позволяющий датировать дейменаский возраст, получен только из скважин Стренчи и Инчукалнс (Фридрихсоне, 1974).

В принципе аналогичное строение имеет верхнее песчано-алевритовое подразделение и в центральных, и в юго-восточных районах Эстонии. Однако нижняя, менее зрелая часть разреза не содержит здесь характерных участков с тонким переслаиванием алевролита и темно-серых глин, ввиду чего эта часть разреза кажется однородной и более сходной с верхней частью цирмской толщи Центральной Латвии, чем с нижней частью дейменаской толщи на западе Латвии. Исходя из этого, целесообразно их рассматривать в качестве самостоятельного подразделения, для чего предлагается название элваские слои (скв. Элва, гл. 409—442 м). Верхняя часть рассматриваемых отложений на территории Эстонии известна лишь в районе Вильянди. Для этих пород характерны высокая зрелость, преобладание турмалина над цирконом, пониженное содержание ильменита и повышенное — прозрачных титанистых минералов по сравнению с элваскими слоями. Мы предлагаем назвать эти отложения рауднаскими слоями по долине р. Раудна на Сакалаской возвышенности Эстонии (скв. Вильянди, гл. 409,8—418,0 м). В случае невозможности расчленения этой толщи мы предлагаем рассматривать всю каолинитоносную толщу алевролитов как пааласкую по прежнему названию реки Пылтсамаа — Паала в Центральной Эстонии.

К востоку от Псковского озера на близком стратиграфическом уровне встречаются каолинитсодержащие слои другого облика. Они содержат здесь красноцветные прослои пелитовых алевролитов, окремнелые разности сухарных глин и обладают очень зрелым составом обломочного компонента (скв. Новая Деревня, Соседно, Столбово). Из-за фрагментарности ядерного материала их соотношение как с элваско-рауднаскими отложениями запада, так и с ижорскими слоями востока окончательно не выяснено. Учитывая их специфичную литологическую характеристику, целесообразно рассматривать эти образования в виде самостоятельных слоев и не включать их в состав описанных выше

подразделений. Вполне возможно, что эти слои являются наиболее молодыми образованиями рассматриваемой кембрийской толщи вообще.

Следует отметить, что в самых верхах ряда разрезов запада Псковской области (скв. Петсери, гл. 457—464 м; скв. Соседно, гл. 485—492 м; Новая Деревня, гл. 376—380 м и др.) выделяются еще мало-мощные слои со своеобразной и весьма изменчивой минералогической характеристикой и содержащие иногда скопления фрагментов беззамковых брахиопод. Эти отложения, а также верхи разрезов Ячёнис и Вилькишкяй на юго-востоке Литвы могут представлять уже базальные образования ордовика, весьма слабо изученные на данных территориях.* Поскольку из-за незначительных мощностей они не имеют для нашей цели принципиального значения и указаны на рис. 2 в контуре рассматриваемой толщи, то оставлены без условных обозначений.

Таким образом, вырисовывается схема последовательности залегания слоев, показанная в таблице.

Разумеется, эту схему следует считать лишь предварительной. Однако выяснение главных особенностей строения этой внешне весьма однородной песчано-алевритовой толщи было в настоящее время необходимым, так как только таким путем создается основа, к которой можно привязывать все новые материалы как по литологии и минералогии, так и по палеонтологии.

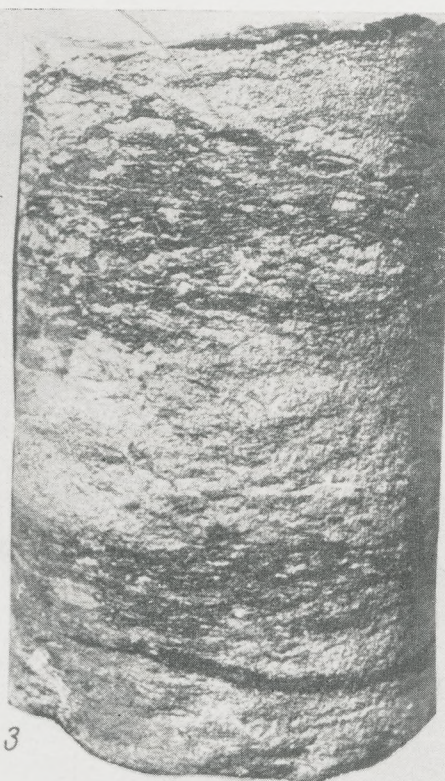
* См. ссылку на с. 44.

ЛИТЕРАТУРА

- Балашова Е. А. Первая находка верхнекембрийских трилобитов на Русской платформе. — «Вестник ЛГУ» Сер. геол., 1963, № 12, с. 126—128.
- Биркис А. П., Брангулис А. П., Волкова Н. А., Розанов А. Ю. Новые данные по стратиграфии кембрия Западной Латвии. — «ДАН СССР», 1970, т. 195, № 4, с. 907—910.
- Биркис А. П., Брангулис А. П., Волкова Н. А., Розанов А. Ю. Новые данные по стратиграфии кембрия Восточной Латвии. — «ДАН СССР», 1972, т. 204, № 1, с. 163—166.
- Брангулис А., Кала Э., Мардла А., Менс К., Пиррус Э., Сакалаускас В., Фридрихсоне А., Янкаускас Т. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1974, т. 23, № 3, с. 218—225.
- Брангулис А. П., Волкова Н. А., Карпицкая Л. П., Мурниекс А. Э., Розанов А. Ю. К стратиграфии древних толщ переходной зоны между Балтийской и Московской синеклизами. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1975, № 12, с. 103—109.
- Волкова Н. А. Акритархи и корреляция венды и кембрия западной части Русской платформы. — «Сов. геол.», 1973, № 4, с. 48—62.
- Волкова Н. А. Акритархи из пограничных слоев нижнего-среднего кембрия Западной Латвии. — В сб.: Биостратиграфия и палеонтология кембрия Европы и Северной Азии. М., «Наука», 1974, с. 194—197.
- Григялис А. А., Игнатавичюс В. И., Саладжюс В. Ю. Стратиграфические схемы и легенда геологических и гидрогеологических карт Литовской ССР. Вильнюс, «Периодика», 1971. 225 с.
- Кала Э. О возрасте тискреских слоев по материалам острова Хийумаа. — «Изв. АН ЭССР, Хим. геол.», 1972, 21, № 3, с. 276—278.
- Каплан А. А., Андреева О. Н., Чернышева Н. Е., Горянский В. Ю. Первая находка палеонтологически охарактеризованных верхнекембрийских отложений в Южной Прибалтике. — «ДАН СССР», 1973, т. 209, № 6, с. 1393—1394.
- Лендзён К., Коробов М. Н., Розанов А. Ю. Находка трилобитов зоны *Paradoxides oelandicus* в Западной Латвии. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1973, № 8, с. 132—135.



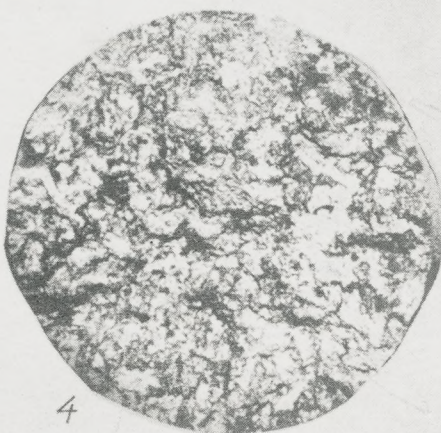
1



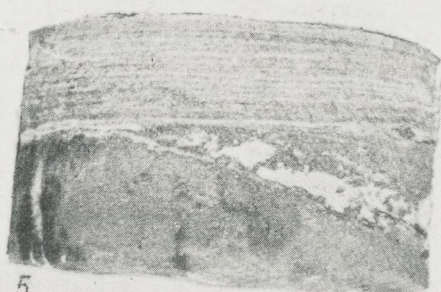
3



2



4



5

ТАБЛИЦА II

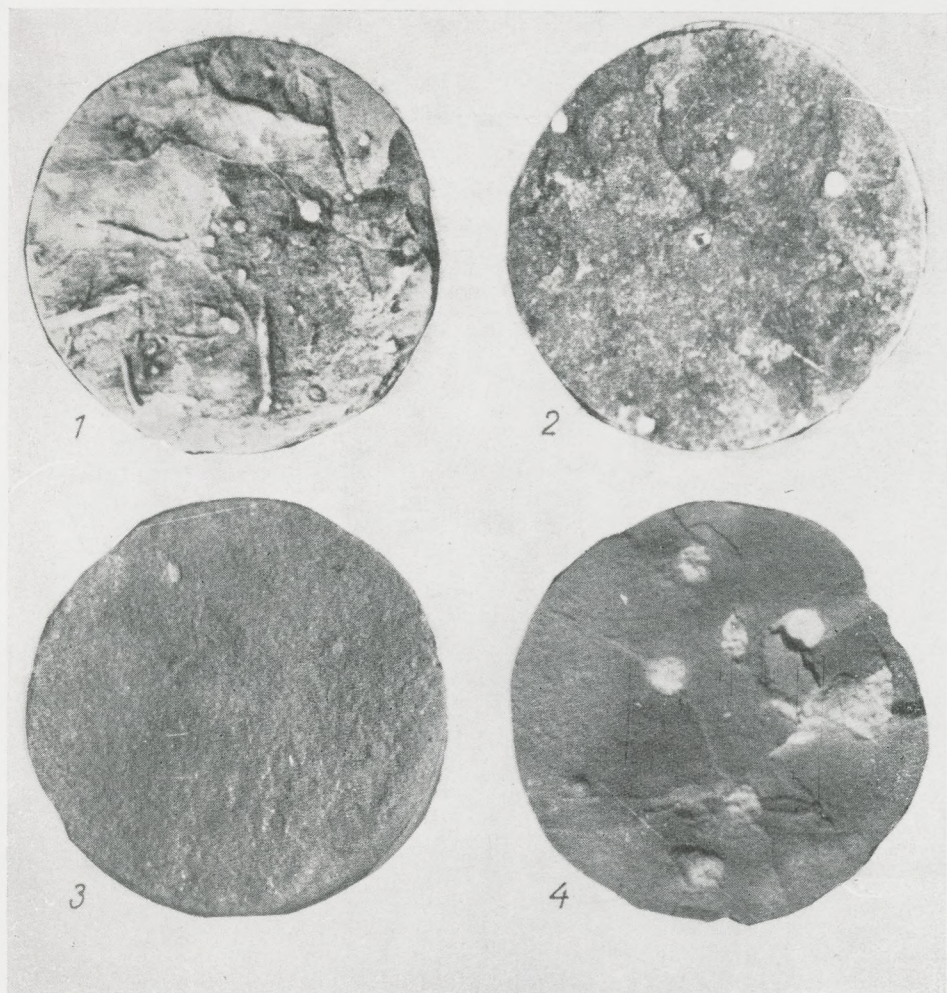


ТАБЛИЦА I

1. Обломки белой каолиновой глины в песчанике. Верхняя пачка цирмской толщи. Скв. Дзербене, гл. 984 м. Нат. величина.
2. То же на плоскости наслоения.
3. Тесное линзообразно-пленочное переслаивание песчаника и темно-коричневой глины. Дейменаская толща, скв. Добеле, гл. 1434 м. Нат. величина.
4. То же на плоскости наслоения.
5. Наклонная поверхность внутриформационного перерыва в массивном песчанике с брекчией из обломков светло-серой глины. Третья пачка цирмской толщи, скв. Балдоне, гл. 1021 м. Нат. величина.

ТАБЛИЦА II

1. Различные ходы илороющих организмов на нижней поверхности алевролита. Вергальский горизонт, скв. Слампе, гл. 955 м. Нат. величина.
2. Отдельные вертикальные ходы илороющих организмов в алевролите. Вергальский горизонт, скв. Слампе, гл. 954 м. Нат. величина.
3. Редкие вертикальные ходы илороющих организмов в зеленовато-сером пелитовом алевролите. Третья снизу пачка цирмской толщи, скв. Балдоне, гл. 1020 м. Нат. величина.
4. Вертикальные ходы илороющих организмов в пелитовом алевролите. Вакские слои, скв. Лаева-18, гл. 359 м. Нат. величина.

- Лиелдiena Л. К., Фридрихсоне А. И. О стратиграфии кембрийских отложений Западной Латвии. — В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис», 1968, с. 33—52.
- Мардла А. К., Менс К. А., Кала Э. А., Каяк К. Ф., Эрисалу Э. К. К стратиграфии кембрийских отложений Эстонии. — В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис», 1968, с. 22—32.
- Менс К., Пиррус Э. Новые данные о возрасте тискреских слоев по материалам северо-западных разрезов Эстонии. — «Изв. АН ЭССР, Хим. Геол.», 1972, № 3, с. 278—281.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962. Л., ВСЕГЕИ, 1965. 80 с.
- Сакалаускас В. Новые данные по стратиграфической схеме кембрийских отложений Южной Прибалтики. Тезисы докл. XIX научн. студ. конф., Вильнюсский ГУ им. В. Капсукаса, 1966, с. 44—47.
- Фридрихсоне А. И. Уточнение подразделения кембрийской системы в Латвии. — В сб.: Региональная геология Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1974, с. 3—15.
- Хазанович К. О некоторых спорных вопросах в стратиграфии кембрия Северной Прибалтики и Ленинградской области. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1968, № 4, с. 120—125.
- Янкаускас Т. В. Биостратиграфия нижнего кембрия Литвы (по акритархам). — «ДАН СССР», 1972, т. 205, № 5, с. 1186—1189.
- Янкаускас Т. В. О составе акритарх ижорской свиты кембрия Русской платформы. — В сб.: Материалы III научной конференции геологов Литвы. Вильнюс, «Периодика», 1973, с. 6—8.
- Янкаускас Т. В. Корреляция кембрийских отложений Литовской ССР (по акритархам). — В сб.: Биостратиграфия и палеонтология кембрия Европы и Северной Азии. М., «Наука», 1974 (а), с. 22—29.
- Янкаускас Т. В. К стратиграфии кембрия Прибалтики. — В сб.: Региональная геология Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1974 (б), с. 16—25.
- Янкаускас Т. В. Палеонтологическое обоснование геологического возраста ижорской свиты кембрия Русской платформы. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1974 (в), № 1, с. 81—91.
- Янкаускас Т. В., Пашкявичене Л. Т. Новые данные к стратиграфии кембрия восточных районов Литовской ССР. — В сб.: Материалы III научной конференции геологов Литвы. Вильнюс, «Периодика», 1973, с. 12—14.
- Öpik, A. Beitrag zur Stratigraphie und Fauna des estnischen Unter-Kambriums (Eophyton—Sandstein). Tartu Ülikooli Geol. Inst. Toimetused, № 3, 1925, S. 1—20.
- Öpik, A. Studien über das Estnische Unterkambrium (Estonium). — Tartu Ülikooli Geol. Inst. Toimetused, № 15, I—IV, 1929, S. 1—50.
- Öpik, A. Cambrian (Lower Cambrian) of Estonia. XX Congreso Geológico Internacional. El sistema Cambrico, su paleogeografía y et problema de su base. Symposium. Tomo I, Parte I, Mexeco, 1956, p. 97—126.

*Институт геологии Академии наук ЭССР
Всесоюзный научно-исследовательский
институт морской геологии и геофизики. Рига.*

BALTIMAADE IDAOSA KAMBRIUMI ÜLEMISE LIIVA-ALEURIIDILASUNDI EHITUS JA STRATIGRAAFIA

(litoloogilise-mineraloogilise andmestiku alusel)

K. MENS, E. PIRRUS, A. BRANGULIS

Resümee

Balti kesk- ja idarajoonide kambriumi ülaosas laialdaselt levinud ühtlaseteralistest liivakividest või aleuroliitidest koosneva 20—50 m lasundi stratigraafiline tähendus ja nomenklatuur on paleontoloogiliste leidude vähesuse tõttu siiani selgitamata. Seetõttu vaadeldakse artiklis lasundi ehitust ja võimalikku liigestamist viimastel aastatel laekunud litoloogilis-mineraloogilise materjali valgusel ning analüüsitakse sel eesmärgil kaht laiusesuunalist ja üht meridonaalset tugiprofiili, mille lähtepunktideks on valitud parimini uuritud läbilõiked Loode-Eestis, Leningradi oblastis, Lääne-Lätis ja Ida-Leedus (joon. 1). Andmestik võimaldab järeldada, et väliselt ühtlaseilmeline lasund on litogeneetiliselt ja stratigraafiliselt keeruka ehitusega ega ole vaadeldav homogeenne geoloogilise kehana. Nii eristuvad tema allosas glaukoniiti sisaldavad, ilmselt varakambriumi settetsükliis kuhjunud kihid, keskosas küll glaukoniidita, kuid siiski võimaliku varakambriumi vanusega, tumehalle või rohekaid savikihte sisaldavad liivakivid ja ülaosas paleontoloogiliselt täiesti iseloomustamata, kaoliniidirikkad, kõrge küpsusastmega kivimid, mille rööbistamine Lääne-Läti läbilõigetega lubab neid vaadelda keskkambriumi või veelgi nooremate moodustistena (joon. 2). Litoloogilis-mineraloogiliste tunnuste alusel eraldatakse vaadeldavas kompleksis 9 iseseisvat kivimkeha. Antakse nende litoloogilis-mineraloogilistele iseärasustele tuginevad eristamiskriteeriumid, näidatakse levik ruumis ning oletatavad suhtvahekorrad stratigraafilises skeemis (tabel). Viimast soovitatakse kasutusele võtta tööskema edaspidi laekuva litoloogilise materjali süstematiseerimiseks.

STRUCTURE AND STRATIGRAPHY OF THE UPPER PART OF THE CAMBRIAN SEQUENCE IN THE EASTERN PART OF THE EAST BALTIC AREA

(according to lithological-mineralogical data)

K. MENS, E. PIRRUS, A. BRANGULIS

Summary

The Cambrian strata lying above the claystones of the Baltic Series (in the eastern part) or above the Precambrian basement (in the central part) consist mainly of sand- and siltstones with a thickness of about 20—50 m. Due to scarcity of paleontological finds the stratigraphical position of the strata is not clear up to now, having been considered as a homogeneous stratigraphical unit assigned to the Izhora or the Tiskre formations.

This paper deals with the structure and subdivision of the strata according to the lithological-mineralogical data obtained during last years. For this purpose, two latitudinal key-sections and a meridional one have been examined. The well-studied localities in North Estonia, Leningrad Region, West and East Latvia and East Lithuania (Fig. 1) have been taken for starting points. One can conclude from the data that the seemingly uniform strata are actually of a complicated structure in the lithogenetic and stratigraphic sense and cannot be considered as a homogeneous stratigraphic unit. Thus, on the grounds of lithogenetic characteristics, two major subdivisions are stated within the strata; in the lower part, occupying the majority of the strata, features of a marine depositional environment (glauconite, trace fossils, illite) have been established. These deposits are overlain by kaolinite-bearing sandstones with a high degree of maturity of the clastic material, and characterized by the absence of diagnostic fossils.

On the basis of lithological-mineralogical data, the strata have been divided into 9 lithostratigraphical units (Fig. 2). The oldest known unit among them is Tiskre Formation, which can be observed in the northern part of the studied area. Southward, the lower part of the strata is represented by glauconite-bearing siltstones with greenish-grey clay interlayers. These beds differ from the Tiskre Formation in a low degree of maturity of the clastic material and in a high content of micas at several levels. The designation Vaki (a new name) is used for this unit. The Vaki Beds are traceable up to the Lokno uplift. Southward the Lokno uplift glauconite is lacking in the lower part of the strata, but the silt- and sandstones contain greenish-grey (in the basal part) or dark-grey clay-interlayers. Shelly fauna is unknown, but some trace fossils of *Skolithos* affinities and Early Cambrian acritarchs are established. This part of the sequence is designated as two lower members of the Cirma Series in Latvia and as the Lakai Formation in Lithuania.

The upper part of the strata consists of light-coloured paleontologically entirely uncharacterized sand- and siltstones. Their clastic material is mostly represented by quartz, sometimes accompanied by muscovite. Clay occurs as thin interlayers, lenses and pellets. The name Paala is proposed for this unit in Estonia. The Paala Group correspond evidently to the upper members of the Cirma Group in East Latvia, and if compared to West Latvian sections, can be treated as the Deimena Series belonging to the Middle Cambrian. Within the Paala Group, mineralogical differences are noticeable in the lower and upper part (Fig. 2). The lower part of the Paala Group is proposed to be called the Elva Beds and the upper one — the Raudna Beds.

The subdivision of the strata is illustrated by the Table. It also shows the relationship of these units (on the right) to the stages of the East Baltic regional scale (on the left). It is suggested to use the proposed subdivision as a model for the systematization of further lithological, mineralogical and paleontological materials.

*Institute of Geology, Academy of Sciences of the ESSR
All-Union Research Institute of Marine Geology and Geophysics*

РЕВИЗИЯ ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ ОРДОВИКА СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

Р. М. Мянниль, А. К. Рыымусокс

В течение столетия (до середины текущего века) в стратиграфической практике Эстонии использовалась единая система стратиграфических подразделений ордовика, основной местной единицей которой служил горизонт (по-эстонски — lade). При оценке этого положения важно иметь в виду, что стратиграфические исследования в указанный период территориально ограничивались полосой выходов ордовикских пород, расположенных вдоль фациальной зональности отложений. Иначе говоря, изучались лишь отложения одного фациального типа.

В середине текущего века в связи с расширением региона стратиграфических исследований (с охватом области глубокого залегания отложений на основе жернового материала), а равно и с их прогрессирующей детализацией и активизацией, постепенно возникла необходимость в использовании при расчленении отложений ордовика Эстонии различных категорий стратиграфических подразделений, в частности литостратиграфических. Создалась стратиграфическая практика, при которой хроностратиграфические горизонты (или подгоризонты) стали подразделяться на литостратиграфические пачки (Орвику, 1958, 1960; Рыымусокс, 1957, 1960; Мянниль, 1958 а, б; Кырвел, 1962 и др.).

Такая практика привела к тому, что «пачки» иногда становились топостратиграфическими (т. е. подразделениями, границы которых определяются в одном случае литологическими, в другом — хроностратиграфическими критериями), а иногда — скользящими через границы горизонтов (подгоризонтов). Такое обстоятельство способствовало различному пониманию объемов пачек и противодействовало созданию стабильной номенклатуры местных литостратиграфических подразделений как основ дальнейших детальных исследований.

Во избежание указанных затруднений, а также с целью создания полноценной в номенклатурном отношении литостратиграфической схемы расчленения ордовикских отложений Северной Эстонии, авторами была предпринята ревизия существующих пачек, причем они пытались рассматривать их строго, как составных частей свит. Последние рассматривались при этом как основные местные подразделения, последовательность которых должна охватывать весь разрез ордовика данной местности.

Предлагаемая здесь литостратиграфическая схема подразделения ордовика Северной Эстонии, по сути своей, не является новой. В большинстве случаев она состоит из подразделений, выделенных уже раньше различными исследователями (Э. Эйхвальдом, Ф. Шмидтом, К. Орвику, А. Эпиком), обычно под литологическими названиями.

При создании современной номенклатуры (введении географических названий) для таких подразделений авторы придерживались принципа полной самостоятельности номенклатуры лито- и хроностратиграфических подразделений. По их мнению, этот принцип содействует более ясному и независимому пониманию указанных категорий стратиграфических подразделений.

Схема рассматривалась в 1974—1975 гг. на заседаниях республиканской стратиграфической комиссии (Эстонской подкомиссии Прибалтийской РМСК), а в мае 1976 г. как составная часть региональной стратиграфической схемы ордовикских отложений Прибалтики, на соответствующем Межведомственном совещании и была утверждена в МСК в 1977 г.

Каллавереская свита (новое название; по-эст. — Kallavere) — толща песчаных отложений (так наз. оболочных песчаников), залегающая в основании ордовика; в восточной части Эстонии она, по данным Д. Кальо и Э. Кивимяги (1970, 1976), вероятно, соответствует всему объему пакерортского горизонта, а на западе нижней части его.

Стратотипом свиты служит обрыв глинта у Юлгазе, примерно в двух километрах к северо-востоку от пос. Каллавере (см. Рымусокс и др., 1975).

Свита слагается снизу вверх следующими пачками: юлгазеской (Мююрисепп, 1958), маардуской (Мююрисеп, 1958), суурйыэской и орасояской (Loog, 1964).

Сельяская свита (новое название; по-эст. — Selja) — толща аргиллитов (диктионемовых сланцев) и сланцеватых глин тремадокского возраста, залегающая между каллавереской и леэтсеской свитами; соответствует некоторой части пакерортского горизонта и цератопиге-вому горизонту.

Стратотипом свиты является левый берег реки Селья у села Варангу в северо-восточной части Эстонии (см. Клеесмент и Мяги, 1975; Мяги и Вийра, 1976).

Свита слагается тюрисалуской (Мююрисепп, 1958) и варангуской (Мянниль, см. Аалоз и др., 1958) пачками.

Леэтсеская свита (по-эст. — Leetse) — толща глауконитовых песчаников, залегающая между сельяской и тойлаской свитами и соответствующая основной части латорпского горизонта.

Название предложено А. Рымусоксом (1956) первоначально в качестве названия горизонта В₁. Стратотипом свиты является обрыв глинта у Леэтсе, на юго-восточном побережье полуострова Палдиски.

Свита слагается клоогаской (Мяги, 1970), ирусской (Рымусокс, 1956) и мяэкюлаской (Õrik, 1934) пачками.

Тойлаская свита (по-эст. — Toila) — толща глауконитовых известняков, залегающая между нижележащей леэтсеской и вышележащими силлаоруской (на востоке) и пакриской (на западе) свитами; соответствует верхам латорпского горизонта (пййтеская пачка) и волховскому горизонту (без падаской пачки; см. ниже).

Название предложено К. Орвику (1958) для обозначения горизонта В_{II}, который в настоящее время общепринято называть волховским. Стратотипом свиты является обрыв глинта у пос. Тойла.

Свита сложена пачками: пййтеской (Орвику, 1958), сакаской (Орвику, 1958), телиныммеской (Орвику, 1958), кюннапыхьяской (Орвику, 1960), лахепереской (Орвику, 1958) и калвиской (Орвику, 1958).

Силлаоруская свита (по-эст. — Sillaoru) — толща известняков с железистыми оолитами (нижний чечевичный слой; Schmidt, 1897), залегающая между тойлаской и пакриской (в северо-западной части Эстонии) или тойлаской и лообуской (в северо-восточной части Эстонии) свитами; соответствует верхам волховского горизонта (падаская пачка) и низам валастеского подгоризонта кундаского горизонта (вокаская пачка).

Стратотипом свиты служит левый крутой берег реки Пуртсе у Силлаору.

Свита сложена падаской (Орвику, 1960) и вокаской (Орвику, 1958) пачками.

Пакриская свита (по-эст. — Pakri) — толща известковистых песчаников и песчанистых известняков, развитых на северо-западе Эстонии и залегающих стратиграфически между силлаоруской и кандлеской свитами; соответствует верхней, основной части валастеского подгоризонта и алуояскому подгоризонту кундаского горизонта.

Название («песчаник Пакри») предложено А. Эпиком (Õrik, 1937). Стратотип — северо-восточный береговой обрыв острова Вайке-Пакри (см. Õrik, 1927).

Свита состоит из суурупской (Орвику, 1958), калластеской (Орвику, 1958), ягалаской (Орвику, 1958) и осмуссаарской (Орвику, 1958) пачек.

Лообуская свита (новое название; по-эст. — Loobu) — толща известняков без железистых оолитов (собственно вагинатовый известняк; Schmidt, 1897), залегающая в северо-восточной части Эстонии между силлаоруской и кандлеской свитами оолитовых известняков; соответствует верхней, основной части валастеского и нижней части алуояского подгоризонта кундаского горизонта.

Название происходит от названия реки Лообу. Стратотип свиты — каньон реки Лообу у водопада Йоавески.

Свита складывается пачками: ныммевескиской (Орвику, 1958), утриаской (Орвику, 1958), убариской (Орвику, 1960) и валгейыгиской (Орвику, 1958).

Кандлеская свита (новое название; по-эст. — Kandle) — толща известняков и доломитов с железистыми оолитами (= верхний чечевичный слой, Schmidt, 1897), залегающая на западе между пакриской и вяской, а на востоке между лообуской и вяской свитами.

Стратотип свиты — старая каменоломня у Кандле (Schmidt, 1858, с. 105).

Возрастной объем свиты с запада на восток значительно увеличивается. На крайнем западе (на островах Хийумаа и Осмуссаар) свита, по данным Р. Мянниля, соответствует лишь низам ласнамягиского горизонта, в средней части Северной Эстонии — верхам азериского горизонта и низам ласнамягиского, а на востоке — верхней половине алуояского подгоризонта кундаского горизонта, всему объему азериского и нижней части ласнамягиского горизонта.

Свита складывается пачками: напаской (Орвику, 1958, 1960), маллаской (выделяется впервые) и оякюлаской (Орвику, см. Аалоз и др., 1958; = цефалоподовый известняк, Orviku, 1927, 1940). Маллаская пачка (по названию дер. Малла, расположенной на глинте ок. 10 км к востоку от г. Кунда) выделяется в объеме совокупности сыткеской (= азафидный известняк; Orviku, 1927) и мартсаской (= эхиносферитовый известняк, Orviku, 1927) пачек схемы К. Орвику (Аалоз и

др., 1958). Последние могут рассматриваться в качестве подразделений (подпачек) маллаской пачки.

Вяоская свита (новое название; по-эст. — Vão) — толща серых, относительно чистых твердых известняков (= строительный известняк, Orviku, 1927), залегающих между оолитовыми известняками кандлеской свиты и глинистыми известняками кыргекалласской свиты. По стратиграфическому объему соответствует основной части ласнамягского горизонта и нижней $\frac{1}{4}$ части ухакусского.

Стратотип свиты — большой действующий карьер в пос. Вяо, на восточной окраине г. Таллина, у шоссе Таллин—Ленинград.

Свита слагается пачками: ребалаской (новое название, по-эст. — Rebala, по каменоломне Ребала — обн. 27с, Orviku, 1940, с. 22; Рымусокс, 1970, с. 54—55); (= мергелистый известняк; Orviku, 1940, с. 147), паэской (новое название по названию улицы Паэ в г. Таллине, находящейся рядом с заброшенным в настоящее время стратотипическим карьером Ласнамяги; = доломитовая банка, Orviku, 1940, с. 147) и костивереской (новое название; предлагается по названию пос. Костивере; Orviku, 1940, с. 22, обн. 27; Рымусокс, 1970, с. 55; = твердый известняк, Orviku, 1940, с. 147).

Кыргекалласская свита (новое название; по-эст. — Kõrgekallas) — толща зеленовато-серых глинистых известняков мощностью до 9,1 м, залегающих между крепкими известняками вяоской свиты и кукурситоносными известняками вийвиконнаской свиты; соответствует средней, основной части ухакусского горизонта.

Стратотип свиты — левый берег р. Пуртсе у Кыргекаллас (Orviku, 1940, с. 28; обн. 55; Рымусокс, 1970, с. 97).

Свита слагается пачками: кольялаской (новое название, предлагается по названию реки Кольяла; = зона с *Caryocystites*, Orviku, 1927; = средняя пачка ухакусского горизонта, Мянниль, 1966) и пяртлиоргской (новое название по обнажению Пяртлиорг; Orviku, 1940, с. 28, обн. 44 с; Рымусокс, 1970, с. 97 = верхняя пачка ухакусского горизонта, Мянниль, 1966, с. 40, рис. 11).

Вийвиконнаская свита (новое название; по-эст. — Viivikoppa) — толща сравнительно глинистых известняков с прослоями кукурсита (кукурситоносная толща), залегающая между кыргекалласской и кахулаской свитами; соответствует верхней части ухакусского горизонта (эрраская пачка), всему объему кукурузеского горизонта и нижней части идавереского горизонта (татрузеская пачка).

Стратотипом свиты предлагается большой карьер Вийвиконна, находящийся около 25 км к востоку от г. Кохтла-Ярве (Рымусокс, 1970, с. 142).

Свита слагается пачками: эрраской (Мянниль, 1966), кивиылиской (Рымусокс, 1959; см. также Рымусокс, 1970, с. 163), майдлаской (новое название, предлагается по пос. Майдла, расположенному вблизи д. Савала; = савалаская пачка, Рымусокс, 1957, 1970), пезтриской (новое название, предлагается по пос. Пеэтри; = хумалаская пачка, Рымусокс, 1957, 1970) и татрузеской (новое название, предлагается по дер. Татрузе; стратотипическое обнажение см. Рымусокс, 1970, с. 138, 190).

Кахулаская свита (новое название; по-эст. — Kahula) — толща преимущественно глинистых известняков, залегающая между нижележащей вийвиконнаской и вышележащей вазалеммаской (на западе) и хирмузеской (на востоке) свитами. В преобладающей части терри-

тории Северной Эстонии по объему соответствуют верхней части идавереского горизонта, йыхвискому и кейласкому горизонтам, вместе взятым; в районе между Вихтерпалу и Кейла, кахулаская свита не охватывает весь объем кейлаского горизонта.

Стратотип свиты — старая каменоломня в дер. Кахула (см. Рыму-сокс, 1970, с. 231, 263).

Свита включает пачку слабоглинистых скрытокристаллических известняков с редким детритом (пяэскюлаская пачка). Вообще в свите выделяются семь пачек; вазавереская (новое название), алувереская (Jaanusson, 1945), пагариская (новое название), мадизеская (новое название), куртнаская (новое название), пяэскюлаская (Jaanusson, 1945) и сауэская (Jaanusson, 1945).

Вазавереская пачка представлена довольно однообразной толщей более или менее глинистых комковатых известняков с прослоями метабентонита, метабентонитоподобных глин или глинистого мергеля. Стратотип пачки — каменоломня Вазавере (см. Рымусокс, 1970, с. 197, 232). Вазавереская пачка слагает шундоровский подгоризонт идавереского горизонта.

Алувереская пачка принимается здесь, по сравнению с первоначальным объемом алувереских слоев В. Яануссона (Jaanusson, 1945), в несколько сокращенном объеме. В пачку включаются сравнительно слабоглинистые детритовые известняки с прослоями известковых мергелей, общей мощностью в районе стратотипа (карьер Алувере) 4,5 м (см. Рымусокс, 1970, с. 229).

Пагариская пачка слагается более или менее однородными сильноглинистыми известняками, обнажающимися в верхней части разреза карьера Алувере. В западной части выхода пачки, в основании ее, располагается метабентонитовый слой «с» (см. Юргенсон, 1958; Рымусокс, 1970, рис. 40). В качестве стратотипа пачки рассматривается керн скважины Пагари в интервале 26,4—31,0 м (скважина пробурена Институтом геологии АН ЭССР).

Мадизеская пачка (= верхние слои йыхвиского горизонта; Jaanusson, 1945) состоит из сравнительно слабоглинистых известняков мощностью 1,5—2 м. Стратотипом пачки является разрез обнажения Мадизе (см. Рымусокс, 1970, с. 225).

Куртнаская пачка сложена более или менее глинистыми известняками, с прослоями мергеля, с мощным слоем метабентонита (= слой «d», или главный метабентонит) в основании (см. Рымусокс, 1970, рис. 44, 45). За стратотип пачки взята старая каменоломня в пос. Куртна (см. Рымусокс, 1970, с. 264). По объему куртнаская пачка соответствует всему ристнаскому подгоризонту и нижней части лаагриского подгоризонта кейлаского горизонта (в западных и средних районах Северной Эстонии) или же полному разрезу последнего подгоризонта (в тех районах востока Эстонии, где пяэскюлаская и сауэская пачки не выделяются).

Пяэскюлаская пачка слагается слабоглинистыми, сравнительно крепкими светло-серыми скрытокристаллическими известняками мощностью до 7,3 м, в типичном виде развитыми в районе между п-вом Ноаротси и пос. Кехра. По данным Л. Пылма и Р. Мянниля, пачка достаточно хорошо выделяется и в районе к югу от г. Таллина (скв. Рапла) и в окрестностях г. Кохтла-Ярве (скв. Пагари).

Сауэская пачка представлена толщей глинистых зеленовато-серых известняков мощностью до 5—6 м, развитых в Северной Эстонии

повсюду, за исключением окрестностей Вихтерпалу-Кейла, где они замещены известняками нижевазалеммаской пачки. Выделение сауэской пачки в районах, где пяскуляская пачка не развита, связано с определенными трудностями, так как слагающие ее породы литологически сходны с породами куртнаской пачки.

Вазалеммаская свита (по-эст. — Vasalemma) — толща преимущественно грубодетритовых цистонидных известняков, включающих мшанково-водорослевые (?) биогермы. Развита в районе между дер. Вихтерпалу и пос. Саку и залегает над пяскуляской или сауэской пачками кахулаской свиты; перекрывается отложениями, относящимися предположительно к самым низам воорэской свиты (см. ниже). По возрасту свита соответствует верхней (надпяскуляской) части кейлаского горизонта и нижней, основной части оандуского. Название свиты заимствовано у Э. Эйхвальда (Eichwald, 1854), выделившего рассматриваемые слои под названием вазалеммаского гемикосмитового известняка. Стратотипом свиты является карьер Румму (Рыымусокс, 1970, с. 323).

По неопубликованным данным Р. Мяниля, Л. Пылма и Л. Хинтс вазалеммаская свита в стратотипической местности (в большом карьере, расположенном к северо-востоку от железнодорожной станции Вазалемма) слагается тремя пачками, предварительно обозначенными как ниже-, средне- и вышевазалеммаская. Их краткая характеристика по обоснованию указанных исследователей следующая:

Нижевазалеммаская пачка — глинистые до грубодетритовых, преимущественно синевато-серые известняки с мелкими мшанковыми биогермами и прослоями (обычно мощностью до 0,5 м) зеленоватосерых глинистых комковатых известняков, представляющих собой языки пород сауэской пачки. Мощность 5—7 м.

Средневазалеммаская пачка — грубодетритовые светло-серые цистонидные известняки, включающие нижние части сравнительно крупных биогермных тел. Мощность ее предположительно 6—8 м.

Верхневазалеммаская пачка — среднететритовые, преимущественно зеленоватосерые известняки с биогермами (или с их верхними частями), содержащими наряду со мшанками и текоидеями, особо характерными для средневазалеммаской части биогермов, впервые появившиеся колониальные кораллы и рецептакулиты, а также многочисленные криноидеи. Мощность 2—3 м.

Ниже- и средневазалеммаская пачки относятся к кейласкому горизонту, вышевазалеммаская — к оандускому.

Кроме трех стратотипических пачек к вазалеммаской свите относится и сакуская пачка, характеристика которой приведена в работах Р. Мяниля (1960) и А. Рыымусокса (1970).

Хирмузская свита (новое название; по-эст. — Hirmuse) — толща зеленоватосерых глинистых известняков, мергелей и карбонатных глин, общей мощностью до 4 м, залегающая на преобладающей площади Северной Эстонии между кахулаской и воорэской свитами.

Свита названа по ручейку Хирмузе (приток р. Пуртсе), в русле которого обнаруживаются глинистые породы свиты. обнажения находятся на расстоянии около 8 км к западу от стратотипа оандуского горизонта.

Свита соответствует совокупности нижнего глинистого известняка ($D_{ш0}^1$), глинистого мергеля ($D_{ш0}^2$) и верхнего глинистого известняка ($D_{ш0}^3$) оандуской пачки по Р. Мянилю (1960). Нижняя граница

свиты обычно маркирована сильноразвитой пиритизированной поверхностью перерыва с глубокими норками. По возрасту хирмузская свита в рассматриваемом регионе соответствует нижней, основной части оандуского горизонта.

Воореская свита (новое название; по-эст. — Voore) — толща, состоящая главным образом из светло-серых скрытокристаллических известняков с раковистым изломом; залегает между хирмузской и кыргессаареской свитами и достигает мощности 45—50 м. Соответствует верхам оандуского горизонта (тырремягская пачка), ракверескому (пийлсеская и тудуская пачки) и набаласкому горизонтам.

Стратотипом свиты является каменоломня Вооре в окрестностях Виру-Яагупи (см. Schmidt, 1858, с. 108; Jaanusson, 1956, с. 382).

Свита складывается пачками: тырремягская (новое название), пийлсеская (Кырвел, 1962), тудуская (Кырвел, 1962), пазкнаская (Jaanusson, 1944; Мянниль, 1958б), сауньяская (Õrik, 1937). Нерасчлененные отложения пийэсеской и тудуской пачек рассматриваются в данной статье под общим названием рягавереских слоев (по названию стратотипического обнажения раквереского горизонта; см. Rõõmusoks, 1976, с. 112).

Тырремягская пачка сложена плотным известняком с более или менее развитым раковистым изломом с тонкими волнистыми прослойками мергеля; соответствует плотному известняку ($D_{ш0}^4$) в схеме Р. Мянниля 1960 г. (см. Рыымусокс, 1970, с. 319). Стратотип пачки — канава у Тырремяги (см. Рыымусокс, 1970, с. 307). Пачка соответствует верхам стратотипического разреза оандуского горизонта.

Выделенная В. Кырвелом (1962, с. 74) в районе Туду—Оонурме самостоятельная оонурмеская пачка светло-серых мелкозернистых известняков с пятнистой текстурой в данной статье рассматривается как подразделение, входящее в состав сауньяской пачки.

Кыргессаареская свита (по-эст. — Kõrgessaare) — толща комковатых известняков более или менее глинистых с прослойками мергеля, общей мощностью до 20 м, залегающая между воореской и моэской свитами; по объему соответствует vormsisкому горизонту.

Название «кыргессааре» предложено В. Яануссоном (Jaanusson, 1944) в качестве названия нижнего подгоризонта vormsisкого горизонта; как название литостратиграфического подразделения (пачки) оно введено в литературу А. Рыымусоксом (1962, с. 82). Стратотипом свиты является береговое обнажение на западном побережье острова Vormsi (= стратотип vormsisкого горизонта).

В свите в северо-западной Эстонии выделяются хуллоская, паопаская и саксбиская пачки (Вингисаар, Мянниль, в печати). В южном направлении известняки кыргессаареской свиты постепенно замещаются сильноглинистыми известняками и мергелями тудулиннаской свиты (Мянниль, 1958 б, 1966).

Моэская свита (по-эст. — Moe) — толща сравнительно чистых комковатых мелкозернистых до скрытокристаллических известняков коричневатого-серого и серого цвета с прослойками мергеля более темного цвета; общая ее мощность достигает 30—40 м. Залегает между кыргессаареской и адилаской свитами (в северо-западной Эстонии) или между кыргессаареской и халликусской свитами и соответствует нижнему, нийбискому подгоризонту пиргуского горизонта.

Для пород моэской свиты особо характерны коричневатый оттенок, относительно четко ограниченные неровные прослойки темноцветного

мергеля и скопления остатков сифонниковых водорослей *Dasyporella*, *Vermiporella* и др.), нередко приобретающих пороодообразующее значение.

Название свиты предложено А. Рыымусоксом (1960) для обозначения пачки. Стратотип — каменоломня Моэ; расположена в 2 км к юго-востоку от г. Тапа.

По данным Р. Мянниля (в печати), сводный разрез моэской свиты состоит в Северной и Средней Эстонии из трех подразделений, характеризующихся главным образом текстурными особенностями и различным содержанием остатков водорослей. Эти подразделения в разрезе скв. Эймаа представлены снизу вверх следующим образом:

Пачка I (126,6—135,4 м) — преимущественно серые известняки с редкими остатками водорослей, с маломощным (0,1—0,2 м) слоем дазипореллового известняка в основании.

Пачка II (112,6—126,6 м) — коричневато-серые толстослоистые дазипорелловые известняки.

Пачка III (99,1—112,6 м) — коричневато-серые известняки содержащие многочисленные скопления вермипорелл (= так наз. нижние вермипорелловые известняки).

Выше по разрезу в этой же скважине Р. Мянниль выделил предполагаемый «язык» халликуской свиты (Рыымусокс, 1967), а еще выше — самостоятельную оострикусскую свиту, сложенную серыми микрокристаллическими известняками в интервале 89,2—96,0 м (= так наз. верхние вермипорелловые известняки).

Адилаская свита (по-эст. — Adila) — толща известняков зеленовато-серых комковатых тонкослоистых, относительно глинистых, с неясно ограниченными прослойками мергеля общей мощностью до 15 м, залегает в полосе выхода между моэской (местами, вероятно, оострикусской) и реаской свитами и соответствует там нижней, основной части пийрсалуского подгоризонта пиргуского горизонта. В Средней Эстонии адилаская свита залегает местами между известняками оострикусской свиты и сильноглинистыми известняками или мергелями эймааской свиты (= мергелистая пачка; Рыымусокс, 1960, с. 120, рис. 41). В скв. Эймаа последние занимают интервал 78,3—81,7 м.

Название свиты предложено А. Рыымусоксом (1960) в качестве названия верхней пачки пиргуского горизонта. Стратотип свиты — каменоломня у Адилы.

Эринаская свита (новое название; (по-эст. Ärina) — комплекс различных известняков и доломитов, общей мощностью до 6—8 м, слагающий верхи ордовика в полосе выходов. Свита в типовой области своего развития залегает над глинистыми известняками адилаской свиты и слагается внизу мелко- и среднезернистыми, сильно-доломитизированным известняками или доломитами (реаская пачка), а в верхней, основной своей части — преимущественно рифогенными породами.

Название свиты дано по обнажению Эрина (Schmidt, 1858, с. 112), расположенному примерно в 4 км к юго-востоку от пос. Поркуни.

По возрасту свита относится к верхам пиргуского горизонта и к поркунискому горизонту (Рыымусокс, 1967).

Эринаская свита сложена пачками: реаской (Martna, 1957; Рыымусокс, 1967), вохилайдской, сиугеской, тыревереской, камарикусской (см. Рыымусокс, 1967). Первая из них сложена в основном доломитами (0—3 м), вторая — светлыми обломочными известняками (0—3,7 м),

третья — коричневато-серыми, частично битуминозными известняками (0—2,6 м), четвертая — известняками с примесью кварца (0—4,1 м), пятая — немymi кварцевыми песчаниками (0—2,7 м). По меньшей мере сиугеская и тыревереская пачки вмещают небольшие биогермы.

ЛИТЕРАТУРА

- Аалоз А. О., Марк Э. Ю., Мянниль Р. М., Мююрисепп К. К., Орвику К. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Таллин, 1958, 46 с.
- Кальо Д. и Кивимяги Э. О распределении граптолитов в диктионемовом сланце Эстонии и разновозрастности его фаций. — «Изв. АН ЭССР. Химия. Геология», 1970, т. 19, № 4, с. 334—341.
- Кальо Д. Л., Кивимяги Э. К. Зональное расчленение тремадока Эстонии. — В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 56—63.
- Клеесмент А. и Мяги С. К литологической и минералогической характеристике терригенно-глауконитовых отложений цератопигевого и латорпского горизонтов Эстонской структурно-фациальной зоны. — «Изв. АН ЭССР. Химия. Геология», 1975, т. 24, № 1, с. 55—63.
- Кырвел В. Э. К литостратиграфической характеристике раквереской и набалаской свит в северо-восточной части Эстонии. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1962, вып. 10, с. 67—76.
- ✓ Мяги Сильви. Отложения онтикаского яруса Средней и Западной Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Химия. Геология», 1970, т. 19, № 2, с. 141—146.
- Мяги С. и Вийра В. Распространение конодонтов и беззамковых брахиопод в цератопигевои и латорпском горизонтах Северной Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Химия. Геология», 1976, т. 25, № 4, с. 312—318.
- Мянниль Р. Основные черты стратиграфии кейлаского горизонта (D_{II}, ордовик) в Эстонии. — «Изв. АН ЭССР», 1958, т. 7. Сер. техн. и физ.-мат. наук, № 3, с. 235—246.
- Мянниль Р. М. К стратиграфии набалаского горизонта (F_{1a}) верхнего ордовика Эстонской ССР. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1958, вып. 2, с. 3—17.
- ✓ Мянниль Р. М. Стратиграфия оандуского («вазалеммаского») горизонта. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1960, вып. 5, с. 89—122.
- ✓ Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, «Валгус», 1966. 200 с.
- Мююрисепп К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР. Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. АН ЭССР. Институт геологии. Таллин, 1958, с. 28—30.
- ✓ Орвику К. О литостратиграфии тойлаского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Ю. Шмидта. АН ЭССР. Институт геологии. Таллин, 1958, с. 30—34.
- ✓ Орвику К. К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1960, вып. 5, с. 45—87.
- Рыымусокс А. Биостратиграфическое расчленение ордовика ЭССР. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1956, вып. 1, с. 9—29.
- Рыымусокс А. Стратиграфия кукрузеского горизонта (C_{II}) Эстонской ССР. — «Уч. зап. Тартуского гос. ун-та», 1957, вып. 46, с. 101—130.
- Рыымусокс А. Strophomenoidea ордовика и силура Эстонии I. Род Sowerbyella Jones. — «Уч. зап. Тартуского гос. ун-та», 1959, вып. 75, с. 11—50.
- Рыымусокс А. Ордовикская система. — В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР, 1960, с. 55—113.
- Рыымусокс А. К стратиграфии харьюской серии в Эстонии. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1962, вып. 10, с. 77—85.
- Рыымусокс А. К. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени доктора геол.-мин. наук. Москва—Тарту, 1967. 58 с.
- Рыымусокс А. К. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии I. Таллин, «Валгус», 1970, 346 с.
- Рыымусокс А., Лоог А., Кивимяги Э. О геологии и фауне юльгазеской пачки (нижний тремадок Северной Эстонии). — «Уч. зап. Тартуского гос. ун-та», 1975, вып. 359, с. 3—13.
- Юргенсон Э. А. Метабентониты Эстонской ССР. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1958, вып. 2, с. 73—85.

- Eichwald, E. E. Die Grauwacken-Schichten von Liv- und Estland. — «Bull. Soc. Nat. Moscou» 1854, 27. 111 S.
- Jaanusson, V. Überscht der Stratigraphie der Lyckholm-Komplexstufe. — «Bull. Comm. geol. de Finlande», 1944, Nr. 152, S. 92—100.
- Jaanusson, V. Über die Stratigraphie der Viru-resp. Chasmops-Serie in Estland. — «Geol. Fören. Stockholm Förhandl.», 1945, Bd. 67, H. 2. S. 212—224.
- Jaanusson, V. Untersuchungen über den oberordovizischen Lyckholm-Stufenkomplex in Estland. — «Bull. Geol. Inst. Uppsala», 1956, vol. 37, S. 369—400.
- ✓ Loog, A. Pakerordi lademe litostratigraafilisest liigestusest avamusel. VII Eesti Loo-duseuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu, 1964, lk. 82—84.
- Martna, J. Notes on the Upper Ordovician and Lower Silurian of the Tapa district, Estonia. — «Geol. Fören. Stockholm Förhandl.» 1957, Bd. 79, p. 21—34.
- Orviku (Jaanson), K. Beiträge zur Kenntnis der Aseri- und der Tallinna-Stufe in Eesti I. — «Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.» 1927, Nr. 5. 40 S.
- Orviku, K. Lithologie der Tallinna-Serie (Ordovizium, Estland) I. — «Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.», 1940, Nr. 58, 216 S.
- Rõõmusoks, A. Eesti paleosoikumi stratotüüpsete paljandite kaitsest ja uuritusest. — Rmt.: Eesti NSV maapõue kaitsest. «Valgus», Tallinn, 1976, lk. 108—121.
- Schmidt, Fr. Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. — «Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl.» 1858, Ser. I, Nr. 2. 248 S.
- Schmidt, Fr. Excursion durch Estland. Guide des excursions du VII Congrès Geol. Intern., 1897. pt. 12, p. 1—21.
- Öpik, A. Die Inseln Odensholm und Rogö. Ein Beitrag zur Geologia von NW Estland. — «Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.», 1927, Nr. 9. 70 S.
- Öpik, A. Über Klitamboniten. — «Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.» 1934, Nr. 39. 190 S.
- Öpik, A. Aluspõhi. Raamatus: Läänemaa geoloogia. — «Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim.» 1937, Nr. 51. 29 lk.

*Институт геологии Академии наук ЭССР
Тартуский государственный университет*

PÕHJA-EESTI ORDOVIITSIUMI LITOSTRATIGRAAFILISE SKEEMI REVISJON

R. MÄNNIL, A. RÕÖMUSOKS

Resümee

Esitatakse ordoviitsiumi Ida-Balti struktuurilis-fatsiaalse rajooni stratotüüpse ala litostratigraafiline skeem. Eraldatakse 19 kihistut, mis on omakorda jaotatud 60 kihistikuks. Iga kihistu kohta on toodud eraldamise ajalugu, stratotüübi asukoht ja litoloogiline iseloomustus kihistike tasemel.

A REVISION OF THE LITHOSTRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF THE ORDOVICIAN OF NORTH ESTONIA

R. MÄNNIL, A. RÕÖMUSOKS

Summary

For the first time a full account of the formations and members of the Ordovician outcrop area of North Estonia is given. In most cases the units have already been distinguished by earlier authors, but have

been named informally (e. g. the Obolus Sandstone, the Glauconite Limestone). Of the total of 19 North Estonian formations reviewed and/or revised, 12 have got new names in the present paper.

Seven formations (Kallavere, Selja, Leetse, Toila, Sillaoru, Pakri and Loobu) are distinguished in the Lower Ordovician. The following seven ones (Kandle, Vão, Kõrgekallas, Viivikonna, Kahula, Vasalemma, and Hirmuse) belong completely to the Middle Ordovician, whereas of the Voore Formation only three lower members are known as being of the same age. The Saunja member of the Voore Formation is considered to belong to the Upper Ordovician, as well as the Kõrgessaare, Moe, Adila and Ärina formations.

In the whole sequence 60 members were distinguished and some of them are new.

*Institute of Geology,
Academy of Sciences of the ESSR
Tartu State University*

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ ОРДОВИКА ЕЛГАВСКОГО ПРОГИБА

Р. Ж. Ульст, Л. К. Гайлите, Т. К. Спрингис

Вопросам литостратиграфического подразделения ордовикских отложений в Латвии в последние годы уделялось значительное внимание. Особое место в работах исследователей занимало расчленение ордовика Елгавского прогиба (рисунок), в пределах которого разрез характеризуется наибольшей стратиграфической полнотой и значительной мощностью. Выделенный Р. Мяннилем (1966) как палеоструктурный элемент Елгавский прогиб является областью развития стратотипических разрезов Западного структурно-фациального региона Прибалтики. Наиболее детально разработана литостратиграфия верхнего отдела ордовика, подробно рассмотренная в работах Р. Мянниля (1963), П. Лапинскаса (1968, 1970), Р. Ульст и Л. Гайлите (1970), Р. Ульст (1972, 1976). Подразделению на литостратиграфические единицы среднего и нижнего ордовика посвящены исследования Т. Спрингис (1974). Детальный анализ строения нижнего ордовика предпринят Р. Ульст (1975), Л. Гайлите и Р. Ульст (1975). В 1974—1975 годах вопросы, касающиеся литостратиграфического расчленения ордовика и разработки соответствующей стратиграфической номенклатуры, обсуждались неоднократно на заседаниях верхнепротерозойско-силурийской секции Прибалтийской РМСК.

В настоящей статье сведены воедино результаты литостратиграфических исследований ордовика Елгавского прогиба. Ордовикские отложения подразделены в соответствии с проектом стратиграфического кодекса СССР (вариант I и II) на местные подразделения — свиты и вспомогательные единицы — пачки (таблица). Литостратиграфическое расчленение разреза ордовика проведено с большей по сравнению с предыдущими исследованиями детальностью. Указаны стратотипические разрезы свит и пачек, прослежено соответствие последних подразделениям других регионов, в частности, о-ва Эланд. Обобщение всех материалов по литостратиграфии Елгавского прогиба будет способствовать упорядочению схемы, расширит возможности и увеличит надежность применения ее при расчленении разрезов ордовика Западного фациального региона.

Ордовикские отложения в Елгавском прогибе представлены глинисто-карбонатной толщей пород, сложенной глинами, мергелями, известняками, представляющими все три отдела системы в объеме тремадокского, аренигского, лланвирнского, лландейльского, карадокского и ашгиллского ярусов. Мощности ордовика максимальны в осевой части прогиба, где достигают 249,5 м (скв. Скрунда II-28); на склонах про-



Схема расположения изученных скважин.

1 — Колка-54; 2 — Овиши; 3 — Вентспилс; 4 — Пилтене-1, 30, 32; 5 — Эдоле-61; 6 — Стирнас; 7 — Адзе; 8 — Межвагари; 9 — Дреймани; 10 — Павилоста; 11 — Вергале-46; 12 — Лиепая; 13 — Стайцеле; 14 — Бернаты; 15 — Айзпуте-39, 43; 16 — Приекуле-11, 16, 20; 17 — Снепеле; 18 — Скрунда П-27, П-28, П-31, П-33; 19 — Цицере; 20 — Стури; 21 — Добеле-92; 22 — Кронауце; 23 — Талсы; 24 — Кандава-25, 28; 25 — Рагациемс; 26 — Балдоне; 27 — Тауркалне; 28 — Инчукалнс-I-ОП; 29 — Таурупе; 30 — Дзербене; 31 — Циркулиши.

гиба мощности сокращаются за счет отсутствия отдельных частей разреза (скв. Павилоста — 141 м, скв. Межвагари — 168 м).

В нижнем отделе ордовика Елгавского прогиба палеонтологически доказано присутствие пакерортского, цератопигевого, латорпского, волховского и кундаского горизонтов, объединяющих каллаверескую, зебрескую, цицерскую и нижнюю часть балдонской свиты. Наиболее полный разрез нижнего ордовика, представленный всеми подразделениями, достигающий общей мощности 100 м, вскрыт в осевой части прогиба; на склонах прогиба в разном объеме отсутствуют подразделения нижней части нижнеордовикских образований.

Разрез ордовика в Елгавском прогибе начинается каллавереской свитой.

Каллавереская свита впервые выделена в Эстонии, где охватывает всю толщу оболовых песчаников. На рассматриваемой территории она представлена разнотекстурными песчаниками незначительной мощности (0,1—0,3 м), содержащими обломки и целые створки *Obolus apollinis* (Eichw.). На основании этих брахиопод свита отнесена к пакерортскому горизонту нижнего тремадока.

Нижняя граница свиты маркирована базальным конгломератом, залегающим в основании песчаников, трансгрессивно перекрывающих глинисто-алевроитовые отложения кембрия. Верхняя граница проводится в кровле песчаников, сменяющихся в осевой части Елгавского прогиба

Таблица

Схема расчленения ордовикских отложений Елгавского прогиба.

Горизонт	Свита	Пачка
ПОРКУНИСКИЙ	САЛДУССКАЯ	броценьская
	КУЛДИГСКАЯ	пилтенская эдольская бернатская
ПИРГУСКИЙ	КУЙЛИСКАЯ	
	ПАРОВЕЙСКАЯ	смильгайская гульбинская гейджюнская
	ЕЛГАВСКАЯ	
	ЮНСТОПСКАЯ	
ВОРМСКИЙ	ФЯКАСКАЯ	
НАБАЛАСКИЙ	ВООРЕСКАЯ	сауньяская
		скрунд- ская пазньская дзэрбеньская
РАКВЕРЕСКИЙ	МОССЕНСКАЯ	приекульская
ОАНДУСКИЙ	БЛИДЕНСКАЯ	"черные аргиллиты"
КЕЙЛАСКИЙ		
ЙИХВИСКИЙ	АДЗЕСКАЯ	
ИДАВЕРЕСКИЙ		
КУКРУЗЕСКИЙ	ВИЕСТУР- СКАЯ	ДРЕЙМАНСКАЯ
УХАКУСКИЙ	назбита	
ЛАСНАМЯГИСКИЙ	ТАУРУПСКАЯ	СТИРНАСКАЯ
АЗЕРИСКИЙ	БАЛДОНСКАЯ	
КУНДАСКИЙ	ЦИЕЦЕРСКАЯ	зимельская шюпильская шюкинская
ВОЛХОВСКИЙ		крякайская зантеская
ЛАТОРПСКИЙ	ЗЕБРЕСКАЯ	калвенская зирниская
ЦЕРАТОПИГЕВЫЙ		кумбриская лутриньская
ПАКЕРОРТСКИЙ	КАЛЛАВЕРЕСКАЯ	

глинами вышележащей зебреской свиты, на склонах прогиба — глауконитовыми песчаниками леэтсеской свиты.

Зебреская свита первоначально выделена Т. Спрингис (1974) в скв. Циецере, в интервале 1076—1114 м в объеме нижней, большей половины латорпского горизонта. Позднее Р. Ульст (1975), Л. Гайлите и Р. Ульст (1975) включили в свиту близкие по составу глины подстилающего цератописевого горизонта. После пересмотра данных о возрасте отложений верхняя граница латорпского горизонта была совмещена с верхней границей зебреской свиты и установлена в кровле глинистой толщи. В этом объеме, со стратотипом в скв. Циецере в интервале 1076—1120,5 м, свита принимается в настоящей статье. Наиболее полные разрезы свиты вскрыты в осевой части Елгавского прогиба, а на склонах последнего прослеживаются лишь отложения ее верхней части. Представлена свита переслаиванием красновато-коричневых, зеленовато-серых и темно-серых глин. Р. Ульст в разрезе свиты выделены пять пачек: лутриньская, кумбриская, зирниская, калвенская, зантеская.

Лутриньская пачка начинает разрез свиты. Представлена она зеленовато-серыми глинами с прослоями темно-серых, часто содержащими глауконит. Мощность пачки невелика — от 1 м (скв. Айзпуте-43) до 5,5 м (скв. Цицере-10). Стратотипом пачки является разрез скв. Цицере в интервале глубин 1115—1120,5 м.

Кумбриская пачка сложена красновато-коричневыми глинами, содержащими в верхней части прослой зеленовато-серых и темно-серых глин. Мощность пачки колеблется от 1 м (скв. Айзпуте-43) до 4,5 м (скв. Цицере-10). Стратотип пачки вскрыт в скв. Цицере на глубине 1109,5—1115 м.

Охарактеризованные пачки развиты только в осевой части Елгавского прогиба.

Зирниская пачка образована красновато-коричневыми глинами, содержащими редкие прослой зеленовато-серых глин. Пачка распространена более широко, чем нижележащие, но также отсутствует на склонах прогиба. Мощность пачки от 3 м (скв. Айзпуте-39) до 15 м (скв. Скрунда П-27). Стратотип пачки залегает в скв. Цицере на глубине 1096—1109,5 м.

Калвенская пачка представлена зеленовато-серыми глинами с редкими прослоями красновато-коричневых. Ареал распространения пачки охватывает не только осевую часть, но и склоны Елгавского прогиба. Мощность меняется от 3 м (скв. Лиепая) до 12 м (скв. Скрунда П-31). Стратотип — разрез скв. Цицере в интервале 1088—1096 м.

Зантеская пачка заканчивает разрез свиты. Сложена красновато-коричневыми глинами с редкими прослоями зеленовато-серых. Пачка присутствует повсеместно в разрезах зебреской свиты. Мощность ее колеблется от 1,5 м (скв. Эдоле-61) до 14,5 м (скв. Добеле-92). Стратотипическим является разрез скв. Цицере в интервале 1076—1088 м.

Лутриньская и кумбриская пачка на основании присутствия *Bryograptus* aff. *ramosus* Brögger, *Clonograptus* cf. *tenellus* (Linn.), *Triograptus osloensis* Monsen, *Kiaerograptus kiaeri* (Monsen) отнесены к зоне *Bryograptus* + *Clonograptus* цератопигевого горизонта верхнего тремадока.

К зирниской пачке приурочен *Tetragraptus phyllograptoides* Linn, к калвенской — зональный вид *Didymograptus balticus* Tullb. и *Megistaspis planilimbata* (Ang.), к зантеской — *Phyllograptus densus* Törnq и *Ph. angustifolius elongatus* Bulman, на основании которых определен латорпский возраст верхних трех пачек свиты и их принадлежность к аренигскому ярусу.

На территории Швеции (скв. Флагабру на юго-востоке Сконе) лутриньской и кумбриской пачкам соответствуют известняки цератопигевого возраста. На основании развития типичных для этих пачек граптолитов возрастными аналогами зирниской и калвенской пачек могут быть приняты глины с прослоями известняков хуннебергского подгоризонта, а зантеской пачки — отложения биллингенского подгоризонта.

Зебреская свита в осевой части Елгавского прогиба согласно перекрывает песчано-глинистые образования каллавереской свиты палерортского горизонта. На склонах прогиба залегание свиты трансгрессивное: различные по возрасту пачки зебреской свиты перекрывают каллавереские песчаники.

Мощность зебреской свиты колеблется от 1,5 м (скв. Эдоле-61) до 49 м (скв. Скрунда П-33).

Циецерская свита выделена Р. Ульст (1975) в разрезе скв. Циецере, в интервале 1033—1076 м. Свита сложена красновато-коричневыми и зеленовато-серыми мергелями с прослоями серых глин и комковатых известняков. В полном объеме свита развита в осевой части Елгавского прогиба, где в ее составе выделяются две пачки — крьюкайская и шакинская, установленные на территории Литвы И. Пашкевичюсом.

Крьюкайская пачка, со стратотипом в скв. Шакина на глубине 1362,4—1388 м, повсеместно распространяется в Елгавском прогибе и на его склонах. Она сложена красновато-коричневыми мергелями с линзовидными прослоями и комковатыми включениями известняков. В верхней половине пачки, на 3—5 м ниже ее кровли, прослеживается прослой серого карбонатного алевролита — четкого маркирующего уровня. Для пачки характерен *Megistaspis limbata* (Voeck), свидетельствующий о волховском возрасте отложений. Мощность пачки колеблется от 13 м (скв. Бернаты П-21) до 32,5 м (скв. Балдоне). Отложения, выделенные в качестве крьюкайской пачки, могут быть сопоставлены с однотипными красновато-коричневыми известняками зоны *Megistaspis limbata* Швеции и Польши; верхняя часть пачки, возможно, соответствует зоне *Asaphus lepidurus*, не установленной в Латвии.

Шакинская пачка выделена в скв. Шакина, в интервале глубин 1355,6—1362,4 м. Она развита только в осевой части Елгавского прогиба. Пачка представлена зеленовато-серыми и серыми глинами и мергелями с редкими прослоями зеленовато-серых и красновато-коричневых известняков. Среди комплекса граптолитов, трилобитов и остракод наибольшее стратиграфическое значение имеют *Aulograptus cucullus* (Bulman), *Glyptograptus* ex. gr. *austrodentatus* Harris et Keble, *G. dentatus* (Brongn.), *Tristichograptus ensiformis* (Hall), *Diplograptus ellesi* Bulman, *Asaphus* ex. gr. *expansus* Dalm., *Tallinnella primaria* (Öpik), *Ogmoopsis bocki* (Öpik). Несмотря на присутствие в ряде разрезов в нижней части пачки *Megistaspis limbata*, унаследованного из нижележащих отложений, наличие *Aulograptus cucullus* позволяет коррелировать вмещающие слои с зоной *Didymograptus bifidus*. Мощность пачки в осевой части Елгавского прогиба достигает 25 м (скв. Стури-8). В Швеции (о-в Эланд) шакинской пачке, по-видимому, соответствуют известняки с *Asaphus raniceps* и *A. expansus*, в Польше — отложения, выделенные в зону *A. raniceps*. На территории Литвы И. Пашкевичюсом (1973, 1976) часть шакинской пачки включена в выделенную им граптолитовую зону *Glyptograptus austrodentatus* и отнесена к волховскому горизонту.

Нижняя граница циецерской свиты проводится по подошве мергелей и совпадает с основанием волховского горизонта; верхняя установлена в кровле толщи мергелей и проходит внутри кундаского горизонта. Мощность свиты в осевой части прогиба достигает 54 м (скв. Балдоне-80), а на склонах сокращается до 38 м (скв. Кандава-28).

Балдонская свита выделена Л. Гайлите и Р. Ульст (1975). Она соответствует установленной Т. Спрингис (1974) верхней части берзеской свиты; стратотипом балдонской свиты является разрез скв. Балдоне-80 в интервале 897—913,5 м. Свита представлена красновато-коричневыми известняками с включениями зеленовато-серых известня-

ков и пестроокрашенных мергелей. Свита объединяет две пачки: нижняя выделена И. Пашкевичюсом и названа шюпильской, верхняя установлена Р. Ульст и наименована зиемельской.

Шюпильская пачка сложена глинистыми красновато-коричневыми известняками, содержащими включения зеленовато-серых известняков и прослои пестроокрашенных мергелей. Стратотип пачки — разрез скв. Шакина на глубине 1349—1355,6 м. Мощность пачки обычно около 6 м.

Зиемельская пачка представлена плотными красновато-коричневыми крупнокомковатыми или неяснослоистыми известняками. Стратотипом пачки является разрез скв. Дреймани в интервале 1054—1066 м. Мощность колеблется от 7 м (скв. Колка-54) до 17 м (скв. Вентспилс).

Шюпильская и нижняя часть зиемельской пачки охарактеризованы трилобитами *Asaphus* ex. gr. *expansus* Dalm., *A. raniceps* Dalm., *Megistaspis gigas* (Ang.), *M. obtusicauda* Bohl. и остракодами *Pinnatulites procera* Kumm., *Conchoprimitia gammae gammae* Opik, *Protallinella grewingkii* (Bock), *Steusloffia polynodulifera* Hessel. определяющими кундаский возраст отложений. В средней части зиемельской пачки появляются *Asaphus platyurus* Ang., *Piretella tridactyla* Jaan. и *Euprimites effusus* Jaan., присутствие которых указывает на азериский возраст верхней части зиемельских известняков.

Шюпильской пачке в разрезе о-ва Эланд, по всей вероятности, соответствуют известняки с *Asaphus expansus*, нижней части зиемельской пачки — известняки с *Megistaspis gigas* и *M. obtusicauda*, верхней части зиемельской пачки — известняки Сегерстад.

Нижняя граница балдонской свиты устанавливается в основании известняков шюпильской пачки, сменяющих в разрезе толщу мергелей циецерской свиты, верхняя — проводится по смене красновато-коричневых известняков пестроокрашенными и проходит в кровле азериского горизонта. Мощность балдонской свиты изменяется от 7 м (скв. Колка-54) до 24 м (скв. Инчукалнс ОП-1).

В средний отдел ордовика кроме уже охарактеризованных отложений, составляющих верхнюю часть зиемельской пачки балдонской свиты, входят стирнаская, таурупская, дрейманская, адзеская, блиденская и моссенская свиты. Эти отложения соответствуют верхней части ллан-вириского, лландейлскому и нижней половине карадокского яруса и охватывают азериский, ласнамягиский, ухакусский, кукрезеский, идавереский, йыхвиский, кейлаский, оандуский и раквереский горизонты.

Стирнаская свита сложена пестроокрашенными красновато-коричневыми и зеленовато-серыми линзовиднослоистыми глинистыми известняками. Стратотип вскрыт в скв. Стирнас-18 на глубине 978—988 м. Мощность изменяется от 5 м (скв. Шакина) до 10 м (скв. Стирнас).

Таурупская свита в Елгавском прогибе повсеместно перекрывает стирнаскую. Она первоначально выделена Т. Спрингис (1974) в качестве пачки и представлена серыми, в нижней части пестроокрашенными известняками с волнисто-слоистой и массивной, реже крупнокомковатой текстурой. Известняки обогащены органическим детритом и содержат многочисленные поверхности подводного размыва. Стратотипический разрез свиты вскрыт скв. Таурупе в интервале 828—852 м. Максимальная мощность свиты 24 м (скв. Таурупе). По литологической характеристике таурупская свита аналогична известнякам Себю,

Фолжеслунда и Фурудаль Швеции (Jaanusson, 1960, 1963). К стирнаским и таурупским отложениям приурочены *Iliaenus intermedius* Holm, *I. schroeteri* Holm, *Pseudomegalaspis patagiata* Jaan., *Steusloffia linnarssoni* (Krause), *Euprimites effusus* Jaan. и др., указывающие на принадлежность их к ласнамягискому и ухакусскому горизонтам.

Дрейманская свита впервые выделена Т. Спрингис (1974) в качестве пачки. Она представлена серыми органогенно-детритовыми известняками с прослойками мергелей темно-зеленовато-серого цвета. Детрит пиритизирован, образован в основном обломками трилобитов и брахиопод. Стратотип свиты расположен в скв. Дреймани, в интервале 1015—1027 м. Свита содержит *Asaphus* (*Neoas.*) *ludibundus* Törnq., *A.* (*N.*) *lepidus* Törnq., *Ogmasaphus praetextus* (Törnq.), *Steusloffia costata* Linn., *Polyceratella kuckersiana* (Bonn.), *Euprimites locknesis* Thorsl., свидетельствующие о кукурузеском возрасте пород. Дрейманская свита обнаруживает сходство со свитой Далбю Швеции (Jaanusson, 1960), но отличается пиритизацией детрита.

В разрезах, где выделение стирнаской, таурупской и дрейманской свит затруднено из-за литологического сходства отложений, соответствующие образования рассматриваются в качестве виестурской надсвиты. Виестурская надсвита установлена Т. Спрингис (1974) в качестве свиты, содержащей две пачки — таурупскую и дрейманскую, со стратотипом в скв. Стури, на глубине 1027—1056 м. Нижняя граница надсвиты проводится по смене красноцветной окраски пестроцветной, верхняя — приурочена к переходу известняков в серые мергели и в известняки с прослойками метабентонитовых глин.

Адзеская свита выделена Р. Ульст, Т. Спрингис, Л. Гайлите в разрезе скв. Адзе, в интервале глубин 888—898 м. Характеристика свиты впервые дана в работе Т. Спрингис (1974), в которой в составе свиты выделены две пачки — межмальская и блиденская. В настоящей статье объем адзеской свиты несколько сокращен и она в связи с выделением блиденской пачки в качестве самостоятельной свиты принимается равной межмальской пачке. Свита сложена переслаиванием зеленовато-серых мергелей и органогенно-детритовых известняков. Для свиты характерны маломощные (1—10 см) прослойки метабентонитоподобной глины и четкая горизонтально-слоистая текстура пород.

Палеонтологическая характеристика свиты нечеткая, к ней приурочены в основном унаследованные от нижележащих отложений виды *Asaphus* (*Neoas.*) *ludibundus* Törnq., *Lonchodomas rostratus* (Sars), *Steusloffia costata* (Linn.), *Euprimites locknensis* (Thorsl.), *Tallinnopsis iewica* Neck. Возраст свиты по положению в разрезе условно определен как идавереско—кейлаский. Нижняя граница адзеской свиты четкая, устанавливается по смене волнисто-слоистых известняков четкими переслаиваниями мергелей и известняков. Верхняя граница проводится в подошве вышележащих зеленовато-серых мергелей блиденской свиты. Мощность свиты изменяется от 2,9 м (скв. Пилтене-30) до 15 м (скв. Приекуле-11).

Блиденская свита первоначально выделена Р. Мяннилем (1963) как блиденские слои. Свита развита только в пределах Елгавского прогиба. Стратотип свиты вскрыт скв. Блидене в интервале 892—895 м. Сложена однородным зеленовато-серыми мергелями, содержащими *Onniella blidenensis* Hints, *Flexicalymene jemtlandica* Thorsl., *Parapyxion obesum* Thorsl., *Sigmobolbina camarota* Jaan., *Primitiella*

ansiensis Gail., *Kinnekullea hesslandi* Henn., *Klimphores minimus* (Sary).

Возраст свиты — предположительно кейлаский, возможно оандуский (Пашкевичюс, 1973). Нижняя граница приурочена к переходу переслаивания известняков и мергелей в зеленовато-серые мергели, верхняя обозначена сменой последних черными аргиллитами вышележащей моссенской свиты. Мощность свиты изменится от 1 м (скв. Вергале-46) до 4 м (скв. Скрунда П-28).

Моссенская свита впервые выделена на территории Швеции (Skoglund, 1963). Как в стратотипе, так и в Елгавском прогибе свита состоит из двух пачек: из пачки «черных аргиллитов» и прикульской пачки мергелей.

Пачка черных аргиллитов представлена темно-серыми, почти черными карбонатными аргиллитами с тонкослоистой текстурой. Аргиллиты обогащены органическим веществом. Средняя мощность пачки — 3 м.

Прикульская пачка выделена Р. Ульст в разрезе скв. Прикуле-20, на глубине 1412—1416 м. Раньше (Ульст, 1972) эта пачка включалась в состав сландромской (теперь воореской) свиты. В моссенскую свиту отложения пачки впервые были включены Р. М. Мяннилем, Л. Хинте и Л. Пылма (1968). Прикульская пачка сложена зеленовато-серыми мергелями, глинистыми, содержащими прослойки глинистых детритовых известняков. На основании присутствия в этих отложениях граптолита *Dicranograptus clingani* Carlg. пачка отнесена к среднему ордовика. Прикульские мергели связаны постепенным переходом с нижележащей пачкой черных аргиллитов.

В моссенской свите встречаются в основном «транзитные» виды *Flexicalymene jemtlandica* Thorsl., *Parapyxion subovatatum* Thorsl., *Sigmatobolbina camarota* Jaan., *Primitiella ansiensis* Gail. Возраст свиты условен и принимается как оандуско-раквереский. Границы свиты обычно четкие: нижняя проводится в основании пачки «черных аргиллитов», верхняя — в кровле зеленовато-серых мергелей, сменяющихся вверх по разрезу известняками воореской свиты. Свита венчает средний отдел ордовика в Елгавском прогибе. Мощность ее достигает 11 м (скв. Прикуле-16).

Верхнеордовикские отложения данной территории, охватывающие набалаский, вормиский, пиргуский и поркуниский горизонты, подразделены на восемь свит: воорескую, фьякскую, юнсторпскую, елгавскую, паровейскую, куйлискую, кулдигскую и салдусскую. Возраст двух нижних из них позднекарадокский, остальных — ашгиллский.

Верхнеордовикские отложения достигают наибольшей мощности в центральной и восточной части рассматриваемой территории (скв. Балдоне — 85 м, а в скв. Цирулиши доходят до 95 м). На северо-западе мощность верхнеордовикских образований заметно сокращается (скв. Овиши — 10 м) за счет отсутствия отдельных частей разреза.

Верхний ордовик Елгавского прогиба начинается воореской свитой.

Воореская свита (Мянниль, Рымусокс, 1981) охватывает отложения, отнесенные раньше в Прибалтике в сландромскую свиту. В ее составе скрундская, пазкнская, сауньская и дзербенская пачки.

Скрундская пачка выделена Р. Ульст в 1972 году в разрезе скв. Скрунда. Она распространена на юго-западе Елгавского прогиба и сложена переслаиванием серых детритовых известняков и зеленовато-серых мергелей. Мощность пачки достигает 8,1 м (скв. Скрунда).

Паэчнаская пачка впервые установлена в Эстонии В. Януссоном (1944). Позднее ее объем уточнен Р. Мяннилем (1958). В Латвии паэчнаская пачка выделена Р. Ульст (1972) в составе серых тонко- и мелкозернистых, слабодетритовых комковатых известняков с прослоями плотных афанитовых известняков и мергелей. Пачка характеризуется присутствием глауконита и наличием импрегнированных пиритом поверхностей размыва. Паэчнаская пачка, очевидно, является возрастным аналогом скрундокой пачки и замещает ее в пределах большей части Елгавского прогиба. Мощность пачки доходит до 16 м (скв. Дзербене-100).

Сауньяская пачка в Латвии, как и в стратотипической местности, сложена светло-серыми афанитовыми плотными известняками с включениями тонкозернистого пирита. Мощность сауньяских известняков колеблется в значительных пределах — от 0,4 м (скв. Стайцеле) до 12,5 м (скв. Тауркальне). В ряде скважин Западной (Павилоста, Бернаты, Скрунда) и Центральной Латвии (Таурупе) пачка отсутствует, что наряду с наличием в кровле и подошве пачки импрегнированных пиритом поверхностей размыва свидетельствует о существовании стратиграфических перерывов.

Дзербенская пачка выделена Р. Мяннилем в разрезе скв. Дзербене в 1974 году. Пачка представлена светло-серыми афанитовыми известняками. Распространение пачки ограничено центральными районами республики. Дзербенская пачка по возрасту соответствует части паэчнаской. Мощность пачки около 12 м (скв. Дзербене).

Воореская свита на западе Латвии охарактеризована *Flexicalymene jemtlandica* Thorsl., *Tretaspis seticornis* (His.), *Sigmobolbina camarota* Jaan., *Uhakiella magnifica* Sarv, *Piretella acmaea* Öpik, *Grammolomatella vestrogothica* Henn., свидетельствующими о грубом соответствии характеризуемых отложений Латвии сландромской свите Швеции. Объем воореской свиты в Елгавском прогибе отвечает только набаласкому горизонту; на востоке, где в состав свиты входят и известняки раквереского возраста, объем ее больше. Мощность свиты в Елгавском прогибе колеблется от 3 м (скв. Вегале-46) до 14 м (скв. Цирулиши).

Фякаская свита установлена на территории Швеции В. Януссоном (1963). В Латвии свита представлена темно-серыми, почти черными карбонатными аргиллитами с тонкослоистой текстурой. Свита содержит *Dicellograptus* cf. *pumilus* Lapw., *Orthograptus* cf. *quadrimecronatus* (Hall.), *Rectograptus calcaratus* (Lapw.), позволяющие коррелировать эти отложения с зоной *Pleurograptus linearis* верхнего карадок. Кроме того в свите установлен *Tretaspis seticornis* (His.), *Parapryxion subovatum* (Thorsl.), *Primitiella ansiensis* Gail., *Grammolomatella vestrogothica* Henn. Границы фякаской свиты четкие, проводятся в кровле и подошве пачки черных и темно-серых аргиллитов. Мощность свиты изменяется от 0,8 м (скв. Пилтене-32) до 6 м (скв. Бернаты).

Юнсторпская свита в Елгавском прогибе перекрывает фякаскую. Свита установлена В. Януссоном (1963) в Швеции. Юнсторпские отложения на территории Латвии выделялись в разных объемах: Р. Ульст и Л. Гайлите (1970) включили в свиту биржайскую, паровойскую и куйлискую пачки, в то время как Р. Мянниль, Л. Пылма, Л. Хинтс (1968) юнсторпскую свиту приняли за биржайскую пачку. Согласно решению верхнепротерозойско-силурийской секции Прибалтийской РМСК, в настоящее время принят второй вариант объема.

Свита представлена в нижней части красновато-коричневыми глинистыми известняками с прослоями зеленовато-серого глинистого известняка в основании, а в верхней — красновато-коричневыми в различной степени глинистыми мергелями. В отложениях свиты найдены *Tretaspis latilimbus* Linn., *T. granulata* Wahl., *Dindymene longicaudata* Kielan, *Leperditella globosa* Sarv, *Grammolomatella vestrogothica* Henn., на основании которых свита относится к нижней половине пиргуского горизонта. Мощность ее изменяется от 3,4 м (скв. Вентспилс) до 19 м (скв. Стури). Достаточно четкие границы свиты определяются по смене окраски пород. Нижняя граница совпадает с основанием пиргуского горизонта. Не исключена возможность, что в центральных районах Латвии юнсторпская свита частично замещается елгавской.

Елгавская свита первоначально была выделена Р. Ульст на основании изучения стратотипического разреза в скв. Добеле-92 в широком понимании. В этом разрезе, в интервале между кровлей юнсторпской (s. str.) и подошвой паровейской (s. str.) свит, Р. Ульст выделила три пачки. Согласно решению Прибалтийского межведомственного стратиграфического совещания (Вильнюс, май 1976), елгавская свита в данной статье принята в узком объеме, соответствующем объему нижней пачки. Елгавская свита сложена зеленовато-серыми мергелями, залегающими в стратотипическом разрезе (скв. Добеле-92) на глубине 1234—1242 м. Елгавская свита содержит комплекс органических остатков, близкий по составу к комплексу юнсторпской свиты. Возраст свиты — пиргуский.

Паровейская свита выделена П. Лапинскасом (1968, 1970) со стратотипическим разрезом в скв. Паровея, в интервале 795,9—775,6 м. В составе свиты П. Лапинскасом выделены три пачки, позже названные им (Лапинскас, 1976) гейджюнской, гульбинской и смильгяйской.

Гейджюнская пачка представлена светлыми буровато-серыми афанитовыми известняками. Мощность их невелика и изменяется в Елгавском прогибе от 1 м (скв. Бернаты-Р-7) до 6 м (скв. Блидене).

Гульбинская пачка сложена зеленовато-серыми и красновато-коричневыми мергелями мощностью от 0,6 м (скв. Холдре) до 7 м (скв. Дзербене-100).

Смильгяйская пачка завершает разрез паровейской свиты. Она складывается светлыми буровато-серыми афанитовыми известняками с неровными бугристыми поверхностями напластования, мощностью до 31 м (скв. Олайне).

Мощность свиты колеблется в значительных пределах: от 2 м (скв. Межмали) до 38,5 м (скв. Олайне). Свита широко развита в пределах западной части Прибалтики; она отсутствует, как и елгавская свита, на крайнем северо-западе Латвии (скв. Адзе, Пилтене-1, Вергале-46), а также в прилегающих к территории юго-западных районах Эстонии (Мянниль, Пылма, Хинтс, 1968). Свита плохо охарактеризована фауной, и ее возраст определяется по положению в разрезе как соответствующий части верхней половины пиргуского горизонта. Граница свиты литологически четкая и приурочена к переходам ниже- и вышележащих мергелей в афанитовые известняки.

Куйлиская свита перекрывает в Елгавском прогибе паровейские афанитовые известняки. Свита выделена Р. Ульст и Л. Гайлите в 1970 г. в разрезе скв. Куйли в качестве пачки. В 1974 г. пачка была переведена в ранг свиты. Стратотипом свиты считается разрез скв. Куйли в интервале 950,5—954,4 м. Свита представлена красновато-

коричневыми и зеленовато-серыми мергелями, близкими по облику к мергелям юнсторпской и елгавской свит. Охарактеризована присутствием *Tretaspis latilimba* Linn., *Dindymene longicaudata* Kielan, *Leperditella globosa* Sarv, *Uhakiella magnifica* Sarv, позволяющими относить куйлискую свиту к пиргускому горизонту. Нижняя граница свиты проводится в основании толщи мергелей, сменяющих в разрезе афанитовые известняки паровойской свиты, верхняя устанавливается по смене красноцветной окраски пород сероцветной и по увеличению карбонатности пород. Верхняя граница маркируется поверхностью размыва и имеет возрастное значение, совпадая, вероятно, с границей пиргуского и поркуниского горизонтов. Мощность свиты колеблется от 2 м (скв. Кандава-25) до 10 м (скв. Балдоне-80) и увеличивается закономерно в восточном направлении.

Кулдингская свита выделена первоначально Р. Ульст и Л. Гайлите в 1966 г. в качестве пачки. Название впервые опубликовано И. Пашкевичюсом (1968) в сочетании «кулдингские мергели». В 1972 г. Р. Ульст определила ранг этого подразделения как свиту. Стратотипическим разрезом кулдингской свиты является разрез скв. Межмали в интервале 900—916 м. Свита состоит из двух пачек: нижней — бернатской и верхней — эдольской (Ульст, 1972).

Бернатская пачка представлена серыми, глинистыми органо-генно-детритовыми известняками. Стратотипический разрез — скв. Бернаты, интервал 1026—1032 м. В районах Центральной Латвии пачка отсутствует (скв. Скрунда, Кроньяуце, Инчукалнс-1). Мощность ее обычно колеблется от 2 м (скв. Ирлава) до 8 м (скв. Снепеле-90).

Эдольская пачка составляет большую часть кулдингской свиты и развита повсеместно. Пачка выделена Р. Ульст (1972) в разрезе скв. Эдоле-60, в интервале 829—842 м. Пачка сложена переслаивающимися серыми мергелями и органо-генно-детритовыми и биоморфными известняками, с примесью алевроита на поверхностях напластования. Мощность меняется от 3,5 м (скв. Балдоне-80) до 22 м (скв. Рагациемс).

К кулдингской свите приурочен богатый комплекс фауны, включающий *Parulrichia norvegica* Henn., *Bollia mezmalsensis* Gail., *B. mezvagarensis* Gail., *Aechmina ciecerensis* Gail., *Dalmanitina mucronata* (Brongn.), *Brongniartella platynota* (Dalm.), *Dalmanella testudinaria* (Dalm.). Эта фауна обосновывает принадлежность кулдингской свиты к поркунискому горизонту. Нижняя граница свиты проводится по смене красновато-коричневых мергелей с серыми известняками, верхняя — по подошве вышележащей салдусской свиты.

Салдусская свита венчает отложения верхнего ордовика Елгавского прогиба. Это подразделение выделено Р. Ульст и Л. Гайлите (1970) в качестве пачки в разрезах скважин Салдусского поднятия. Позднее Р. Ульст (1972) предложила рассматривать салдусские отложения как свиту.

Стратотипом свиты считается скв. Цицере в интервале 886—892,5 м. Свита объединяет две пачки: пилтенскую и броценскую.

Пилтенская пачка выделена Р. Ульст и Л. Гайлите (1970) в пределах Кулдингского и Пилтенского поднятий. Стратотипическим является разрез скв. Пилтене-1 в интервале 1005,5—1013,4 м. Пачка представлена светло-серыми обломочными, оолитовыми и песчанистыми известняками. Мощность колеблется в значительных пределах — от 0,6 м (скв. Вентспилс) до 13,5 м (скв. Талсы).

Броценская пачка латерально в различной степени замещает

по площади пилтенскую. Установлена Р. Ульст в разрезе скв. Куйли, на глубине 938—941 м. Пачка сложена серыми глинистыми органо-генно-обломочными известняками и мергелями, реже алевролитами. Для этих отложений характерны трещины усыхания, знаки ряби и следы подводного оползания. В броценской пачке найдены трилобиты *D. mucronata* Brongn., остракоды *Bollia mezmalensis* Gail. и *B. mezvagarensis* Gail., определяющие поркунский возраст пород. Нижняя граница пачки скользящая, верхняя охарактеризована ниже, при описании границ салдусской свиты.

Мощность броценской пачки обычно не превышает 2,5—5 м (скв. Цицере, Блидене, Стури).

Границы салдусской свиты приурочены к поверхностям размыва. Нижняя граница устанавливается по смене глинистых известняков и мергелей нижележащей кулдигокой свиты известняками, верхняя — по переходу органогенно-обломочных песчаных известняков салдусской свиты в афанитовые комковатые известняки стуриской пачки силура.

Охарактеризованные литостратиграфические подразделения ордовика Елгавского прогиба прослеживаются также на территории Западной Литвы и Северо-Восточной Польши (Лапинскас, 1968, 1970). Четкие представления об объеме и о границах этих подразделений, а также о характере слагающих их пород будут иметь несомненную ценность при корреляции ордовикских отложений западного и восточного фа-циальных регионов.

ЛИТЕРАТУРА

- Г а й л и т е Л., У л ь с т Р. Стратиграфия и фауна нижнего ордовика Латвии. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975, с. 82—128.
- Л а п и н с к а с П. Литостратиграфия верхнеордовикских — нижнесилурийских отложений запада Южной Прибалтики. — В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 155—169.
- Л а п и н с к а с П. Литостратиграфическое расчленение верхнеордовикских-нижнесилурийских отложений запада Южной Прибалтики. — В сб.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1970, с. 297—314.
- М я н н и л ь Р. К стратиграфии набалаского горизонта (F_{1a}) верхнего ордовика Эстонской ССР. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II, 1958, с. 3—17.
- ✓ М я н н и л ь Р. Биостратиграфическое обоснование расчленения ордовикских отложений Западной Латвии. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XIII, 1963, с. 41—74.
- ✓ М я н н и л ь Р. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, 1966, 200 с.
- ✓ М я н н и л ь Р., П ы л м а Л., Х и н т с Л. Стратиграфия вирусских и харьюских отложений (ордовик) Средней Прибалтики. — В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 81—110.
- П а ш к е в и ч у с И. Биостратиграфия и корреляция силурийских терригенных и карбонатных отложений Южной Прибалтики. — В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 250—272.
- П а ш к е в и ч у с И. Биостратиграфия, корреляция и граптолиты ордовикских и силурийских отложений Южной Прибалтики. Автореферат докт. дисс. Вильнюс, 1973, 68 с.
- С п р и н г и с Т. Литостратиграфические подразделения нижнего и среднего ордовика Западной и Центральной Латвии. — В сб.: Региональная геология Прибалтики, Рига, 1974, с. 26—31.
- У л ь с т Р. Местная схема подразделения верхнего ордовика Средней Прибалтики. — В сб.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1972, с. 7—20.
- У л ь с т Р. Стратиграфическое значение позднекремадокских и аренгских граптолитов Средней Прибалтики. — В сб.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 214—221.

- Ульст Р., Гайлите Л. Граница ордовика и силура в Латвии и литостратиграфическое подразделение пограничных отложений. — В сб.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1970, с. 283—296.
- Bohlin, B. The Lower Ordovician limestones between the Ceratopyge shale and the Platyrurus limestone of Boda Hamn. — «Bull. Geol. Inst. Uppsala», vol. XXXV, 1955, p. 111—173.
- Jaanusson V. Übersicht der Stratigraphie der Lyckholm-Komplex-Stufe. — «Bull. Comm. geol. Finlande», vol. 132, 1944. S. 92—100.
- Jaanusson V. The Viruan (Middle Ordovician) of Öland. — «Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala», vol. XXXVIII, 1960, p. 207—288.
- Jaanusson V. Classification of the Harjuan (Upper Ordovician) rocks of the Mainland of Sweden. — «Geol. fören. Stockholm förhandl.» vol. 85, 1963, p. 110—144.
- Skoglund R. Uppermost Viruan and Lower Harjuan (Ordov.) stratigraphy of Västergötland and Lower Harjuan graptolite faunas of Central Sweden. — «Publ. Palaeontol. Inst. Univ. Uppsala», vol. 45, 1963. 55 p.
- Paškevičius J. On the Graptolite faunas of the Arenigian-Llanvirnian boundary beds of the Jelgava depression, Middle East Baltic Area. — In: Graptolites and Stratigraphy, Tallinn, 1976, p. 135—151.
- Tjernvik T. On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and Fauna. — «Bull. Geol. Inst. Uppsala», vol. XXXVI, 1956, p. 111—284.

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии и геофизики. Рига.

JELGAVA NŌO ORDOVIITSIUMI SETETE LITOSTRATIGRAAFILINE SKEEM

R. ULST, L. GAILITE, T. SPRINGIS

Resümee

Esitatakse Jelgava nōo kui Baltikumi ordoviitsiumi setete kõige täiuslikuma esinemise ala litostratigraafilise liigestuse skeem. Eraldatakse 17 kihistut ja 22 kihistikku ning antakse nende lühike litoloogiline ja faunistlik iseloomustus.

LITHOSTRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF THE SUBSURFACE ORDOVICIAN ROCKS OF THE JELGAVA DEPRESSION

R. ULST, L. GAILITE, T. SPRINGIS

Summary

The sequence of the Ordovician rocks of the Jelgava Depression (mainly western Latvia and western Lithuania) is considered the most complete section of this system in the East Baltic area. The maximum thickness of the Ordovician deposits in the depression in the Skrunda boring is 249,5 m.

The sequence is subdivided into 18 formations. Among of them, 22 members are distinguished (see the table). Most of the formations have their type sections situated on the territory of the depression, three of them (Mossen, Fjäckä, and Jonstorp formations) are Swedish, and two (Kallavere and Voore formations) of North Estonian origin.

The characteristics of each rock unit are given in the Russian text, as well as their correlation with other East Baltic rock units.

In the Lower Ordovician four formations (Kallavere, Zebre, Ciecere and Baldone) are distinguished, the Tremadocian/Arenigian boundary level lying inside the Zebre Formation, on top of the Kumbri Member.

The Arenigian/Llanvirnian boundary is considered to lie inside the Ciecere Formation, on top of the Kriukai Member. The top of the Lower Ordovician, according to the Baltic and Scandinavian practice (=Kunda/Aseri boundary) lies inside the red limestone of the Ziemel Member of the Baldone Formation.

In the Middle Ordovician seven formations are defined (Baldone, Stirna, Taurupe, Dreimana, Adze, Blidene, and Mossen formations), the lowermost one (Baldone Formation) including also some Lower Ordovician beds. The Stirna Formation, consisting of calcilutites, is correlated with the Seby Member of Öland and belongs to the Lasna mägi Stage. Dreimana Formation is considered to belong to the Kukruse Stage, Blidene Formation belongs tentatively to the Keila, and Mossen Formation to Oandu and Rakvere stages. In some sections the Taurupe and Dreimana formations are not distinguishable and the corresponding rocks are considered the Viesture Superformation. In the Mossen Formation two members are distinguished: a lower one without any formal name («black shales») and an upper one, Priekule Member, consisting of gray clays and marls. In the Upper Ordovician part of the sequence, eight formations (Voore, Fjäckä, Jonstorp, Jelgava, Paroveja, Kuili, Kuldiga, and Saldus formations) are distinguished. In the Voore Formation which, in the Jelgava depression, corresponds only to the Nabala Stage, four members are distinguished; three of them (Paekna, Skrunda and Dzerbene) corresponding to the Lower Nabala Substage, while the Upper Nabala Substage is represented only by a single member (Saunja Member). The Vormsian Fjäckä Formation and the lowermost Pirguan Jonstorp Formation are considered representatives of the Swedish sequence in the East Baltic area, at the same time as the following three formations of Pirguan age (Jelgava, Paroveja and Kuili formations) are limited to the central and eastern parts of the depression, only. The Paroveja Formation, according to Lapinskas (1976), is subdivided into three members (Geidže, Gulbine and Smilgai), the lower and upper ones of them consisting of calcilutites only. The Kuldiga Formation, consisting of Bernate and Edole members, corresponds well to the Swedish Dalmanitina Beds and is considered Early Porkunian. The Late Porkunian Saldus Formation is represented by Piltene and Brocena members, consisting mainly of olithic and calcarenitic limestones.

All-Union Research Institute of Marine Geology and Geophysics

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕ-ЛИТОВСКОГО ПРОГИБА

Е. М. Лашков, И. Ю. Пашкевичюс, Н. В. Сидаравичене

Средне-Литовский прогиб (Paškevičius, 1958) — крупная палеотектоническая структура восточной части ордовикского эпиконтинентального бассейна (рис. 1). Он расположен на территории Средней и Восточной Литвы, Восточной Латвии и Северо-Западной Белоруссии. В пределах прогиба отложения ордовика вскрыты более чем 80 скважинами и представлены преимущественно сероцветной глинисто-карбонатной толщей, залегающей под образованиями силура (на большей части прогиба), девона и антропогена (в восточных и юго-восточных краевых частях прогиба). Наиболее полные разрезы ордовика вскрыты в осевой части прогиба скважинами Сведасай, Буткунай, Лудза и др., где их мощность достигает 239,5 м. В юго-восточной бортовой части прогиба отсутствуют отложения нижнего (скв. Акмяне, Суходолы) и частично среднего (скв. Вилькишкяй, Вильнюс) ордовика, а мощность имеющихся отложений составляет всего лишь несколько десятков метров.

Стратиграфические исследования отложений ордовика Средне-Литовского прогиба до сих пор сводились, в основном, к выделению горизонтов на основании изучения фауны, к выявлению общих закономерностей изменения фаций и истории геологического развития бассейна. Эти вопросы рассмотрены в работах Т. Н. Алиховой (Алихова и др., 1954; Алихова, 1960), И. Ю. Пашкевичюса (1958, 1961, 1963; 1973; Paškevičius, 1957, 1960), В. А. Коркутиса (1963, 1968, 1971), В. Ю. Саладжюса (1966, 1970), Н. В. Сидаравичене (1972, 1973, 1975), Р. М. Мянниля (1966, Мянниль и др., 1968), Л. К. Гайлите (1968, 1973), Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите (1968, 1972) и др.

Отложения ордовика Средне-Литовского прогиба по сравнению с другими районами Прибалтийского региона характеризуются рядом специфических литологических признаков (повышенной глинистостью, менее развитыми водорослевыми известняками, наличием известняков с фауной *Holorhynchus* и др.), наиболее четко проявляющихся в идавере-поркуниском горизонтах. На современном этапе ведения геологоразведочных работ возникает необходимость детального литостратиграфического расчленения ордовикских отложений, определения закономерностей площадного распространения литологических тел, прослеживания маркирующих комплексов или уровней. Литостратиграфия верхнего ордовика Средне-Литовского прогиба разрабатывалась П. П. Лапинскасом (1967, 1970), всего разреза — Е. М. Лашковым (1968, Коркутис и др., 1972), Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите (1972).

С 1973 года авторы данной статьи совместно со стратиграфами Латвии и Эстонии продолжали работу по составлению литостратиграфических схем ордовика Прибалтики в составе рабочей группы Прибалтийского РМСК под руководством Р. М. Мянниля. Проект предлагаемой схемы обсуждался на заседаниях секции венд—силур Прибалтийского РМСК в Риге (1974 г.), Таллине (1975 г.) и Вильнюсе (1976 г.).

Выделение литостратиграфических подразделений в предлагаемой схеме основано, в первую очередь, на вещественном составе отложений.

Выделены карбонатные, мергелисто-карбонатные, карбонатно-мергелистые, мергелистые и терригенные свиты или пачки. Кроме того учитывались текстурные и структурные особенности пород, их цвет, наличие аутигенных минералов, фауна.

Авторы благодарны Р. М. Мяннилю, Р. Ж. Ульст, П. П. Лапинскому, Л. К. Гайлите, З. Б. Чехавичюсу, В. Ф. Сакалаускасу за ценные советы и предоставленный материал.

Салантайская пачка

Салантайская пачка выделена В. А. Коркутисом (1971) в разрезе скважины Салантай-1 (Западная Литва). В Средне-Литовском прогибе отложения пачки со стратиграфическим несогласием залегают на кварцевых песчаниках кембрия и перекрываются глауконитовыми песчаниками и песками латорпского горизонта (рис. 2). Салантайская пачка сложена серыми, темно-серыми и розовато-серыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками, иногда содержащими прослой темно-серых аргиллитов и алевролитов (скважины Лудза, Сведасай). Отложения развиты не повсеместно. Максимальная мощность их 0,7 м. На кривых кажущегося электрического сопротивления (КС) отложения салантайской пачки из-за малой мощности не выделяются. В отложениях пачки часто встречается фауна беззамковых брахиопод *Obolus a. apollinis* (Eichw.), *O. apollinis* cf. *maximus* Mickw., свидетельствующая об их пакерортском возрасте.

Леэтсеская свита

Выделена в Северной Эстонии и согласно схеме А. К. Рыымусокса 1956 г. по объему соответствует леэтсескому горизонту. В Средне-Литовском прогибе леэтсеская свита сложена зелеными, серовато-зелеными глауконитовыми, кварцево-глауконитовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями и зернистыми глауконитсодержащими доломитами (рис. 2, 3). В разрезах выделяется от одного до трех ритмов седиментации, в которых терригенные компоненты слагают нижнюю часть ритма, карбонатные — верхнюю. Границы между ритмами неровные, резкие с признаками размыва. Верхняя граница свиты резкая, часто представляет собой поверхность седиментационного перерыва, импрегнированную гидроокислами железа. Мощность отложений свиты до 1 м. На кривых КС отложения леэтсеской свиты так же, как и салантайской пачки, из-за малой мощности не выделяются. Однако они очень четко выражены на кривых естественной радиоактивности (ГК) в виде сильного положительного пика. Фауна в отложениях леэтсеской свиты скудная. В глауконитсодержащем доломите установлена *Schizambon esthoniae* Walc., *Obolus* sp.

Драсейская свита

Выделяется впервые. Стратотипический разрез вскрыт скважиной Буткунай в интервале 739,35—745,6 м. Свита сложена преимущественно красноцветными карбонатно-глинистыми отложениями и подразделяется на три пачки: армонскую, мядейкскую, спальвишкскую.

Армонская пачка* представлена красными органогенно-детритовыми глинистыми известняками и доломитами, содержащими многочисленные поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные гидроокислами железа. Верхняя граница пачки резкая. Мощность отложений до 1,3 м.

Мядейкская пачка сложена красными и зелеными аргиллитами, мергелями, зернистыми доломитами, реже доломитизированными шламовыми, органогенно-детритовыми глинистыми известняками различной окраски. Слоистость волнистая, волнисто-полосчатая, горизонтальная. Реже отмечаются поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные гидроокислами железа. Верхняя граница пачки постепенная. Мощность отложений до 5 м.

Спальвишкская пачка представлена красными и серыми органогенно-детритовыми и шламовыми глинистыми известняками, часто доломитизированными и доломитами с подчиненной ролью мергелей. Слоистость волнистая. Отмечаются поверхности седиментационных перерывов. Верхняя граница резкая. Мощность отложений до 4,4 м.

Мощность отложений драсейской свиты возрастает с востока на запад, где достигает 9,5 м. В западном направлении увеличивается глинистость разреза, реже отмечаются поверхности седиментационных перерывов. На юго-восточном склоне Средне-Литовского прогиба красноцветные отложения драсейской свиты фациально замещаются сероцветными карбонатно-мергелистыми отложениями, стратиграфия которых недостаточно изучена. На кривых КС отложения драсейской свиты характеризуются низкими значениями кажущихся электрических сопротивлений, за исключением армонской пачки, выраженной в виде резкого высокого пика. Драсейская свита относится к волховскому горизонту. Это доказывается находками *Ranorthis carinata* Rub., *Plectella uncinata* Lam., *Dideroceras popovkense* Bal., *Ogmoopsis bocki* Örik, *Tallinnellina primaria* (Örik). Остатки этих видов, однако, приурочены к мядейкской и спальвишкской пачкам. Армонская пачка фаунистически не охарактеризована. По литологическим признакам пачка имеет сходство с отложениями Южной Эстонии и Северной Латвии, относимыми к латорпскому горизонту.

Бичюнская свита

Выделяется впервые. Стратотипический разрез вскрыт скважиной Буткунай в интервале глубин 737,9—739,35 м. Свита сложена преимущественно сероцветными мергелисто-карбонатными отложениями. Она подразделяется на три пачки: гиндвильскую, миконскую и обяльскую.

Гиндвильская пачка сложена серыми и зеленовато-серыми органогенно-детритовыми и микрозернистыми глауконитсодержащими

* Интервалы глубин вскрытия пачек в стратотических разрезах указаны на рис. 2, 3 и 4.

известняками, часто доломитизированными, доломитами и мергелями. Слоистость волнистая, волнисто-полосчатая и горизонтальная. Верхняя граница резкая. Мощность отложений до 1,0 м.

Миконская пачка сложена красно- и пестроцветными органогенно-детритовыми известняками и мергелями. Слоистость волнистая. Часто встречаются поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные гидроокислами железа. Верхняя граница резкая, с признаками перерыва. Мощность отложений до 2,6 м.

Обяльская пачка по литологическому составу сходна с гиндильской пачкой. Характерна более темная (до черной) окраска мергелей. Верхняя граница пачки резкая. Мощность отложений до 0,9 м.

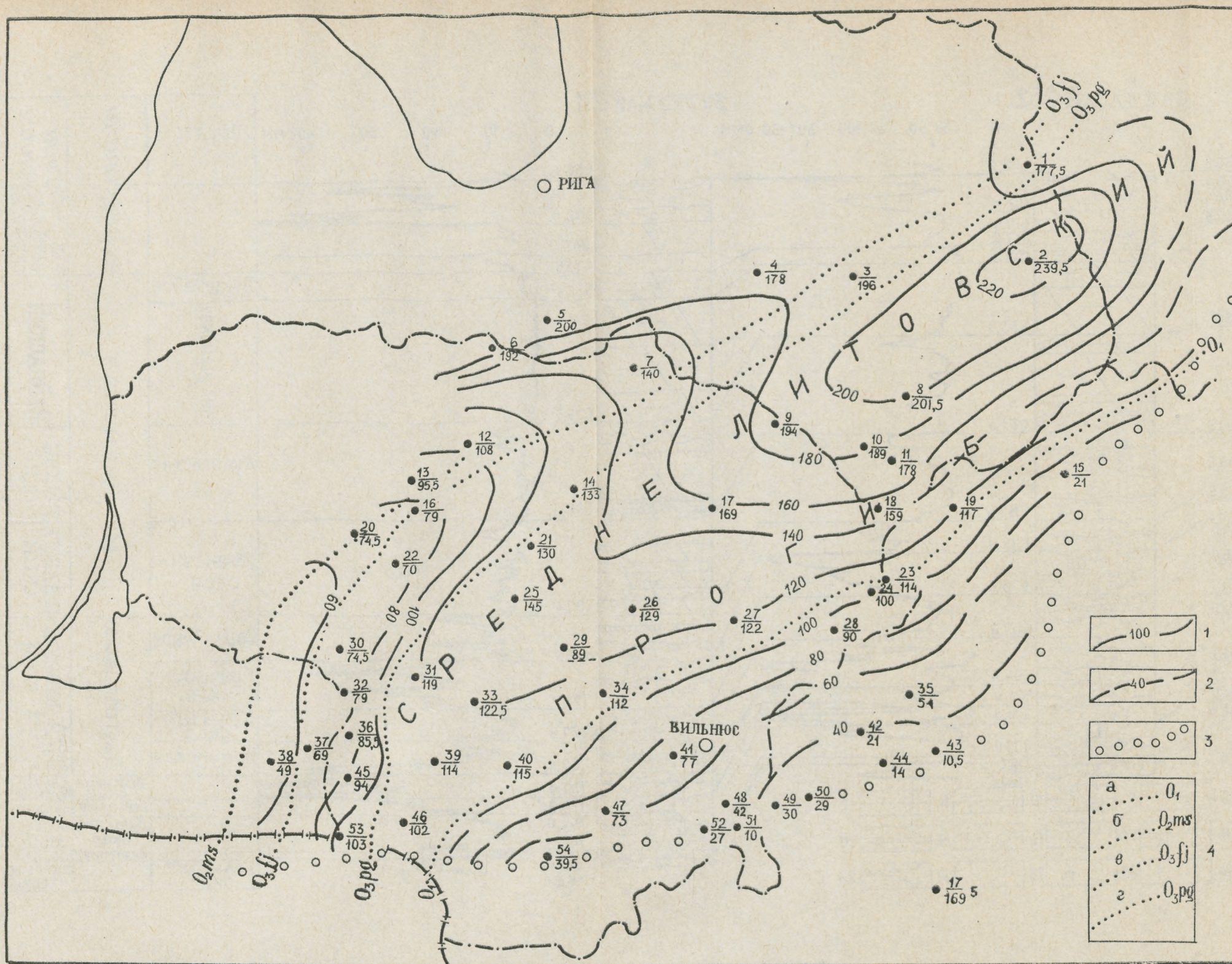
Мощность бичюнской свиты, также как и драсейской, увеличивается с востока на запад и достигает 2,8 м. В этом же направлении увеличивается глинистость разреза. На юго-восточном склоне Средне-Литовского прогиба стратиграфия свиты, представленной сероцветными мергелисто-карбонатными отложениями, изучена недостаточно. На кривой КС отложения бичюнской свиты характеризуются непостоянством кажущегося электрического сопротивления. Бичюнская свита относится к кундаскому горизонту. В миконской и обяльской пачках этой свиты найдены *Asaphus cf. raniceps* Dalm., *Suecoceras recurvum* (Holm),

Рис. 1. Схема мощностей и распространения отложений ордовика Средне-Литовского прогиба.

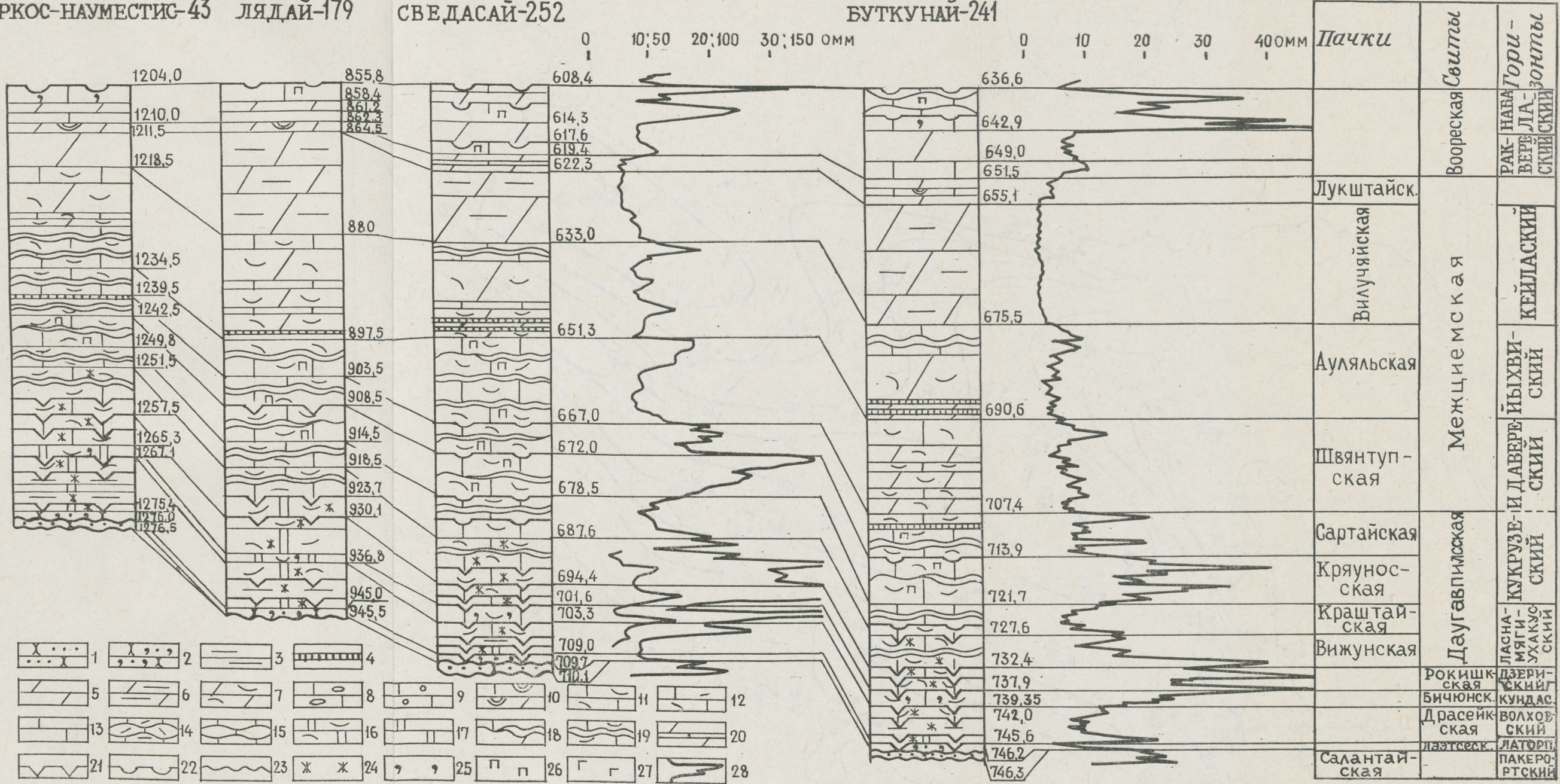
1 — изопакиты отложений; 2 — изопакиты отложений в районах постседиментационного размыва; 3 — граница современного распространения отложений; 4 — восточная граница распространения: а — красноцветных отложений нижнего ордовика; б — черных аргиллитов моссенской свиты среднего ордовика; в — черных аргиллитов фякской свиты верхнего ордовика; г — красноцветных отложений пиргуского горизонта; 5 — скважина; в числителе ее номер, в знаменателе мощность отложений ордовика; названия скважины: 1 — Балтинава-17; 2 — Лудза-15; 3 — Аташиена-9; 4 — Плявиняс, 5 — Бауска; 6 — Крюкай-146; 7 — Паровея-9; 8 — Вышки-25; 9 — Буткунай-241; 10 — Межциемс; 11 — Даугавпилс; 12 — Стачюнай-8; 13 — Лигумай-46; 14 — Паэжеряй-222; 15 — Дрисса; 16 — Романишкес-54; 17 — Сведасай-252; 18 — Друшкяй-324; 19 — Браслав; 20 — Кражанте-26; 21 — Крякянава-7; 22 — Кункяй-12; 23 — Видзы; 24 — Твярячюс-336; 25 — Лядай-179; 26 — Укмярге-10; 27 — Ляляй-282; 28 — Швянченис; 29 — Мажосес Лапес-106; 30 — Юрбаркас-36; 31 — Суткай-86; 32 — Шакай-42; 33 — Вирбалишкис-434; 34 — Паукяй-192; 35 — Купа; 36 — Кудиркос Науместис-43; 37 — Нестерово-1; 38 — Гусев-2; 39 — Саснава-6; 40 — Пренай; 41 — Кауно Воке-1; 42 — Нестанишкес; 43 — Королевцы-9; 44 — Жодишки-6; 45 — Паявонис-31; 46 — Калвария-2; 47 — Таученис-49; 48 — Вилькишкяй-68; 49 — Суходолы-66; 50 — Рудишки (Погулянка)-69; 51 — Акмянине-71 а; 52 — Скердзима-70; 53 — Виштитис-17; 54 — Илгай-54.

Рис. 2. Корреляционная схема нижне- и среднеордовикских отложений Средне-Литовского прогиба.

1 — песчаники кварцевые; 2 — песчаники глауконитовые, кварцево-глауконитовые; 3 — аргиллиты; 4 — метабентониты; 5 — мергели; 6 — глинистые мергели; 7 — мергели с органогенным детритом; 8 — известняки органогенно-обломочные, алевроитистые; 9 — известняки оолитовые; 10 — известняки биоморфные и мергели со скоплениями фауны; 11 — известняки органогенно-детритовые; 12 — известняки микрозернистые с примесью органогенного детрита (10—50%); 13 — известняки микрозернистые; 14 — известняки афанитовые с примесью органогенного детрита (10—50%); 15 — известняки афанитовые; 16 — доломиты с реликтовой органогенно-детритовой структурой; 17 — доломиты зернистые; 18 — волнистослоистые текстуры; 19 — волнистополосчатые слоистые текстуры; 20 — горизонтальнослоистые текстуры; 21 — поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные гидроокислами железа; 22 — поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные тонкодисперсным пиритом; 23 — стратиграфические перерывы; 24 — красноцветы; 25 — глауконит; 26 — тонкодисперсный пирит; 27 — гипс; 28 — кривая кажущегося электрического сопротивления (зонд № 2 МО, 25 А).



КУДИРКОС-НАУМЕСТИС-43 ЛЯДАЙ-179 СВЕДАСАЙ-252 БУТКУНАЙ-241



Кудиркос-Науместис-43 Буткунай-24 Лудза-15 Балтинава-17

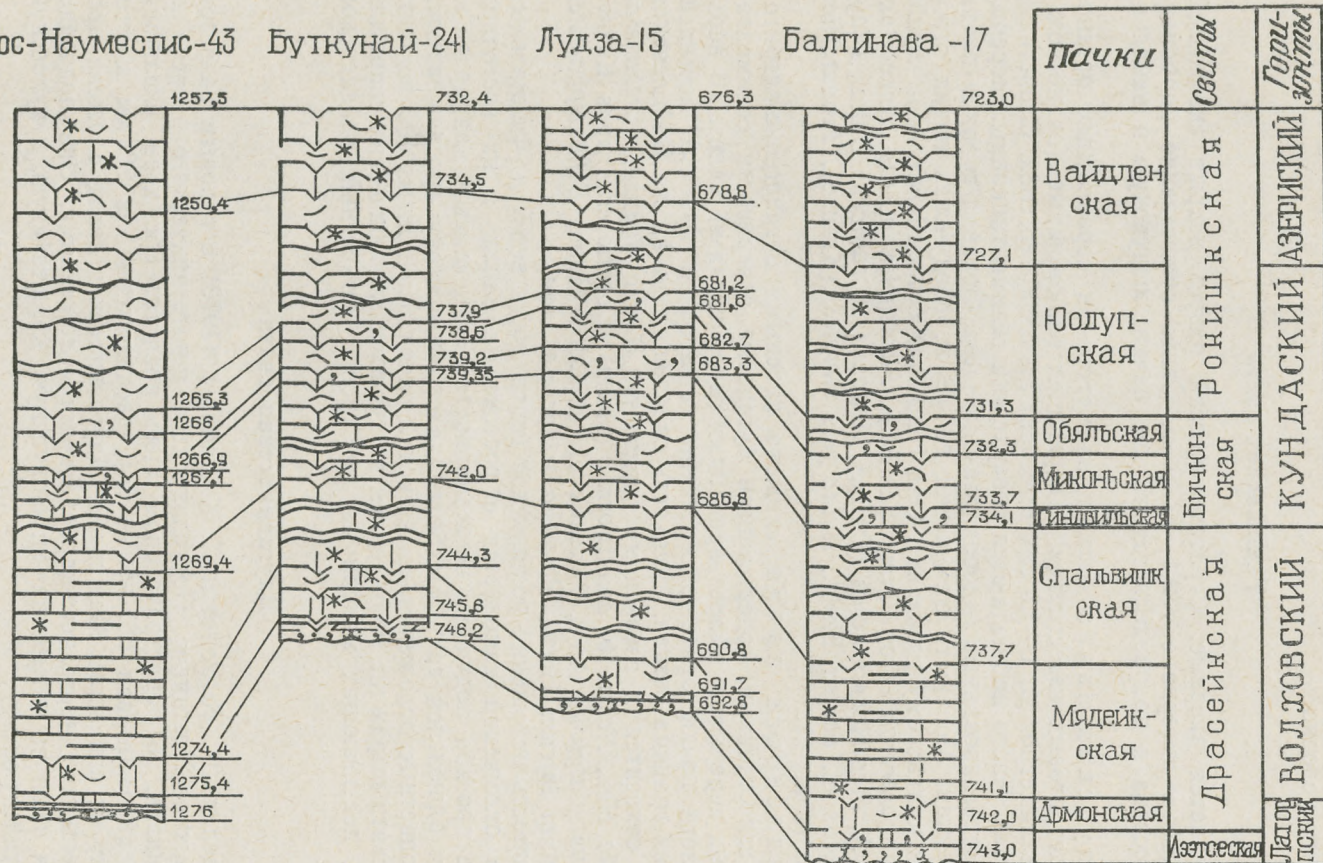


Рис. 3. Корреляционная схема нижнеордовикских и нижней части среднеордовикских (азерский горизонт) отложений. Условные обозначения см. рис. 2.

Pinnatulites procera (Kumm.), *Uhakiella cicatiosa* Sarv. Гиндвильская пачка фаунистически не охарактеризована и отнесена к кундаскому горизонту условно.

Рокишкская свита

Выделяется впервые. Стратотипический разрез вскрыт скважиной Буткунай в интервале 732,4—737,9 м. Свита существенно карбонатного состава и подразделяется на две пачки: юодупскую и вайдленскую.

Юодупская пачка состоит из красно- и сероцветных органогенно-детритовых известняков, содержащих маломощные (от нескольких миллиметров до 1—1,5 сантиметров) прослои мергелей. Слоистость волнистая. Часто наблюдаются поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные гидроокислами железа. Верхняя граница пачки постепенная. Мощность отложений до 4,9 м. Юодупская пачка относится к кундаскому горизонту. Она содержит *Orthambonites majuscula* Rub., *Dideroceras incognitum* (Schröd.), *Paracyclendoceras cancelatum* (Eichw.), *Megistaspis heros* (Dalm.), *Asaphus* cf. *raniceps* Dalm., *Didymograptus* cf. *acutus* Ekstr., *Aulacopsis simplex* (Krause), *Pinnatulites procera* (Kumm.).

Вайдленская пачка сложена красными органогенно-детритовыми известняками, содержащими бугристые поверхности седиментационных перерывов, импрегнированных гидроокислами железа. В верхней части пачки отмечаются волнистые прослои красных мергелей. Верхняя граница резкая. Мощность отложений до 4,1 м. Вайдленская пачка относится к азерискому горизонту. В ней найдены *Orthoceras centrale* His., *Nanno belemnitiforme* (Holm), *Cochlioceras avus* Eichw., *Asaphus platyurus* Ang., *Iliaenus* cf. *sinuatus* Holm, *Echinosphaerites aurantium infirmum* Heck., *Piretella tridactyla* Jaan.

Мощность отложений рокишкской свиты достигает 9 м. Фациальный состав отложений изменяется с востока на запад, а на восточном склоне прогиба подчинен закономерностям, отмеченным для драсейкской и бичюнской свит. Наиболее далеко к востоку прослеживаются красноцветные отложения вайдленской пачки. На кривых КС рокишкская свита выражена повышением кажущихся электрических сопротивлений, достигающих максимума на уровне отложений вайдленской пачки.

Даугавпилсская свита

Выделена Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите (1970) с типовым разрезом в скважине Межциемс. Поскольку керн стратотипического разреза не сохранился, то парастратотипом здесь предлагается керн скважины Сведасай (интервал 667—694,4 м.), расположенной в 70 км к юго-востоку от скважины Межциемс. Даугавпилсская свита сложена преимущественно мергелисто-карбонатными отложениями. Она подразделяется нами на четыре пачки: вижунскую, краштайскую, кряуносскую и сартайскую.

Вижу́нская пачка представлена преимущественно серыми и зеленовато-серыми органогенно-детритовыми известняками и мергелями, иногда в той или иной мере пестроцветными. Слоистость волнистая, волнисто-полосчатая. Часто встречаются поверхности седимен-

тационных перерывов, импрегнированные гидроокислами железа. Верхняя граница пачки постепенная и проводится по исчезновению пестроцветности. Мощность отложений до 6,8 м.

Краштайскую пачку слагают серо- и серо-зеленые мергели и серые органогенно-детритовые известняки. В центральной части прогиба мергели составляют 60—70% общей мощности пачки. Слоистость волнисто-полосчатая. Верхняя граница пачки постепенная, реже резкая с пиритизированной поверхностью перерыва. Мощность отложений до 7,2 м.

Вижунская и краштайская пачки относятся к ласнамягискому и ухакусскому горизонтам. В них установлены *Platystrophia biforata* (Schl.), *Christiania oblonga* (Pand.), *Orthoceras regulare* Schl., *Lituites lituus* Mont., *Northoceras inflatum* Troed., *Paraceraurus exul* (Beyr.), *Iliaenus intermedius* Holm., *Glyptograptus dentatus* Schl., *Euprimites effusus* Jaan., *Tallinnella angustata* (Krause), *Steusloffia linnarssoni* (Krause) и т. д.

Кряуноская пачка сложена серыми органогенно-детритовыми известняками, содержащими маломощные прослои мергелей серого и темно-серого цвета. Известняки составляют 80—90% общей мощности. Детрит известняков обычно черный, пиритизирован. Отмечаются поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные тонкодисперсным пиритом. Верхняя граница пачки резкая. Мощность отложений до 7,8 м.

Сартайская пачка представлена серыми органогенно-детритовыми известняками и зеленовато-серыми мергелями. Известняки составляют 60—70% общей мощности. Слоистость волнисто-полосчатая, реже волнистая. В верхней части пачки встречаются маломощные (1—2 мм) прослои метаботонитов. Верхняя граница пачки резкая. Мощность отложения до 6,5 м.

Кряуноская и сартайская пачки относятся к кукурузескому горизонту. В них обнаружены *Chasmops odini* (Eichw.), *Siphonotreta unguiculata* (Eichw.), *Platystrophia d. dentata* Pand., *Bicuspina dorsata* (His.), *Oepikina d. dorsata* (Öpik), *Bilobia musca* (Öpik), *Clitambonites Schmidtii* (Pahl.), *Steusloffia costata* (Linn.) *Uhakiella pseudopumila* Sid., *Tallinnella reticulata* Sarv, *Severella kuckersiana* (Bonn.) и др.

Общая мощность даугавпилской свиты достигает 25 м. На западном и восточном склонах прогиба мощности уменьшаются. В юго-восточной бортовой части прогиба отложения свиты постепенно выклиниваются (скважины Вилькишкый и Суходолы). На кривых КС даугавпилсская свита имеет вид широкого симметричного пика, с максимальными сопротивлениями в интервале отложений кряуносской пачки и более низкими на уровнях вижунской, краштайской и сартайской пачек. Кривая ГК маловыразительная.

Межциемская свита

Свита выделена Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите (1970) в разрезе скважины Межциемс. В качестве парастратотипа здесь предлагается разрез, вскрытый скважиной Сведасай в интервале 619,4—667,0 м. Свита преимущественно карбонатно-мергелистого состава. Она подразделена на четыре пачки: швянтупскую, ауляльскую, вилучайскую и лукштайскую.

Швянтупская пачка сложена зеленовато-серыми мергелями

и серыми органогенно-детритовыми известняками. Соотношение компонентов на различных стратиграфических уровнях неодинаковое. В целом в пачке преобладают мергели (55—60%). Верхняя граница пачки постепенная. Мощность отложений до 16,8 м.

Решением Прибалтийского Межведомственного стратиграфического совещания (Вильнюс, май 1976 г.) швянтупская пачка отнесена к идаверескому горизонту. Следует, однако, отметить, что на нижней границе этой пачки какое-либо заметное обновление фауны не установлено. В нижней части пачки встречены брахиоподы и остракоды, унаследованные из нижезалегающих кукрузеских отложений. Возможно, что эта часть пачки по возрасту соответствует нижеидавереским отложениям Эстонии, фауна остракод которых, по сообщению Р. М. Мянниля, имеет сходство с кукрузеской. Обновление фауны фиксируется в средней части швянтупской пачки. Здесь появляются *Orthisocrania planissima* (Eichw.), *Platystrophia chama* (Eichw.), *P. l. lynx* (Eichw.), *Paucicrura navis* (Öpik), *Oepikina d. anijana* (Öpik), *Severella severa* (Sarv), *Pedomphalella egregia* (Sarv), *Hesslandella panis* Schallr. и др. Этот уровень, видимо, является нижней границей верхнего (шундоровского) подгоризонта идавереского горизонта.

Ауляльская пачка представлена детритовыми мергелями, содержащими в нижней части маломощные прослои и стяжения органо-генно-детритовых известняков. Слоистость волнисто-полосчатая и горизонтальная. В низах пачки отмечаются прослои метабентонитов мощностью до 8 см (скважины Буткунай, Сведасай, Лядай и др.). Верхняя граница пачки постепенная. Мощность отложений до 15,1 м.

Ауляльская пачка относится, вероятно, целиком к йыхвискому горизонту. В ней определены *Platystrophia l. lynx* Eichw., *P. dentata dentatoides* Orasp., *Porambonites baueri* Noetl., *Leptaena rugosoides* Orasp., *L. alliku* Orasp., *Henningsmoenia gunnari* (Thorsl.), *Bichilina prima* Sarv, *Pentagona pentagona* (Jaap.). Наряду с перечисленными видами остракод встречаются реликтовые виды ухакуско-кукрузеской фауны *Laccochilina decumana* (Bonn.), *Tallinnopsis perplana* (Neck.), *Tallinnopsis calkeri* (Bonn.), которые позволяют отличить данную фауну от фауны кейлаского горизонта.

Вилучяйская пачка сложена серовато-зелеными глинистыми мергелями и известковистыми аргиллитами (глинами) массивной или слабо выраженной горизонтально-слоистой текстуры. Верхняя граница пачки постепенная. Мощность отложений до 20,4 м. Вилучяйская пачка относится к кейласкому горизонту. В ней установлены остатки фауны: *Platystrophia lynx* (Eichw.), *P. lynx attenuata* Alich., *P. crassoplicata rava* Orasp., *Horderleyella kegelensis* (Alich.), *Actinomena occidentis* Orasp., *Leptaena rugosoides* Orasp., *L. alliku* Orasp., *Sowerbyella oepiki* Rõõm., *Neotsitrella longata* (Sarv), *Polyceratella spinosa* Sarv, *Tallinnopsis ovalis* Sarv, *Pyxion keilaensis* Sarv и др.

Лукштайская пачка представлена серовато-зелеными мергелями, биоморфными и микрозернистыми известняками. Мощность прослоев известняков 0,5—4 см, мергелей 2—12 см, слоистость горизонтальная. Редко отмечаются пиритизированные поверхности седиментационных перерывов. Верхняя граница пачки постепенная. Мощность отложений достигает 4,6 м. Лукштайская пачка относится к оандускому горизонту. В ней обнаружены: *Platystrophia crassoplicata rava* Orasp., *Howellites wesenbergensis* (Alich.), *Holtedahlinia sakuensis* Orasp., *Rafinesquina* cf. *oanduensis* Orasp., *Sowerbyella tenera* Rõõm.

и др. Остракоды лукштайской пачки представлены видами оандуско-раквереского комплекса: *Bolbina rakverensis* (Sarv), *Klimphores minutus* (Sarv), *Pelecypolbina pelecyooides* Jaan., *Sigmoopsis granulata* (Sarv), *Tvaerenella longa* (Sarv) и др. В отличие от фауны нижней части следующей воореской свиты (т. е. фауны раквереского горизонта) здесь встречаются реликты идаввереско-кейлаской фауны *Polyceratella aluwerensis* Sarv, *Tallinnopsis iewica* (Neck.), *Tetradella consona* Sarv.

Наибольшие мощности отложений межциемской свиты отмечаются в Средней Литве (скважины Крякянава, Паэжеряй), где она достигает 55,9 м. В этой части глинистость разреза наибольшая: вилучайская и ауляльская пачки сложены глинистыми мергелями и аргиллитами без органогенного детрита. На склонах прогиба в составе свиты, особенно в швянтупской пачке, увеличивается роль карбонатного компонента. В юго-восточной бортовой части прогиба (скважины Вилькишкяй, Акмяние, Суходолы) отложения свиты отсутствуют (выклиниваются).

На кривых КС отложения межциемской свиты характеризуются постепенным понижением кажущегося сопротивления, достигающим минимума на уровне глинистых мергелей и аргиллитов вилучайской пачки, и слабо возрастающим сопротивлением в интервале, соответствующем лукштайской пачке.

Воореская свита

Выделена Р. М. Мяннилем и А. К. Рыымусоксом в 1976 г. на территории Эстонии, где слагается преимущественно афанитовыми известняками, залегающими между отложениями оандуского и вормсиского горизонтов. В Средне-Литовском прогибе наиболее сходные по литологическому составу карбонатные отложения развиты только в северной его части (скважины Балтинава, Лудза). В остальной, большей части прогиба в разрезе преобладают глинистые микрозернистые известняки и мергели (рис. 3, 4). По составу воореская свита в Средне-Литовском прогибе разделяется на три части: нижнюю, сложенную зеленовато-серыми глинистыми микрозернистыми известняками и мергелями; среднюю, представленную серовато-зелеными мергелями, содержащими прослой и стяжения микрозернистых известняков, и верхнюю, сложенную афанитовыми, глинистыми микрозернистыми, глауконитсодержащими известняками с маломощными прослоями серых, зеленовато-серых и серовато-зеленых мергелей. На западном склоне прогиба (скважины Паявонис, Шакаяй, Крякянава, Паэжеряй и др.) верхняя часть свиты представлена органогенно-детритовыми глауконитсодержащими известняками. В карбонатных комплексах, особенно в их верхах, наблюдаются поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные пиритом. Верхняя граница свиты резкая, с признаками перерыва. Мощность отложений до 20,5 м. На кривых КС отложения воореской свиты характеризуются повышенными, кажущимися электрическими сопротивлениями, достигающими максимума в верхней части разреза.

Нижняя мергелево-известняковая и средняя мергелевая части воореской свиты относятся к ракверескому горизонту. В них найдены *Howellites wesenbergensis* (Alich.), *Rafinesquina inaequiclina* Alich., *R. subaequiclina* Alich., *Leptaena wesenbergensis* Alich., *Sampo hiiuen-*

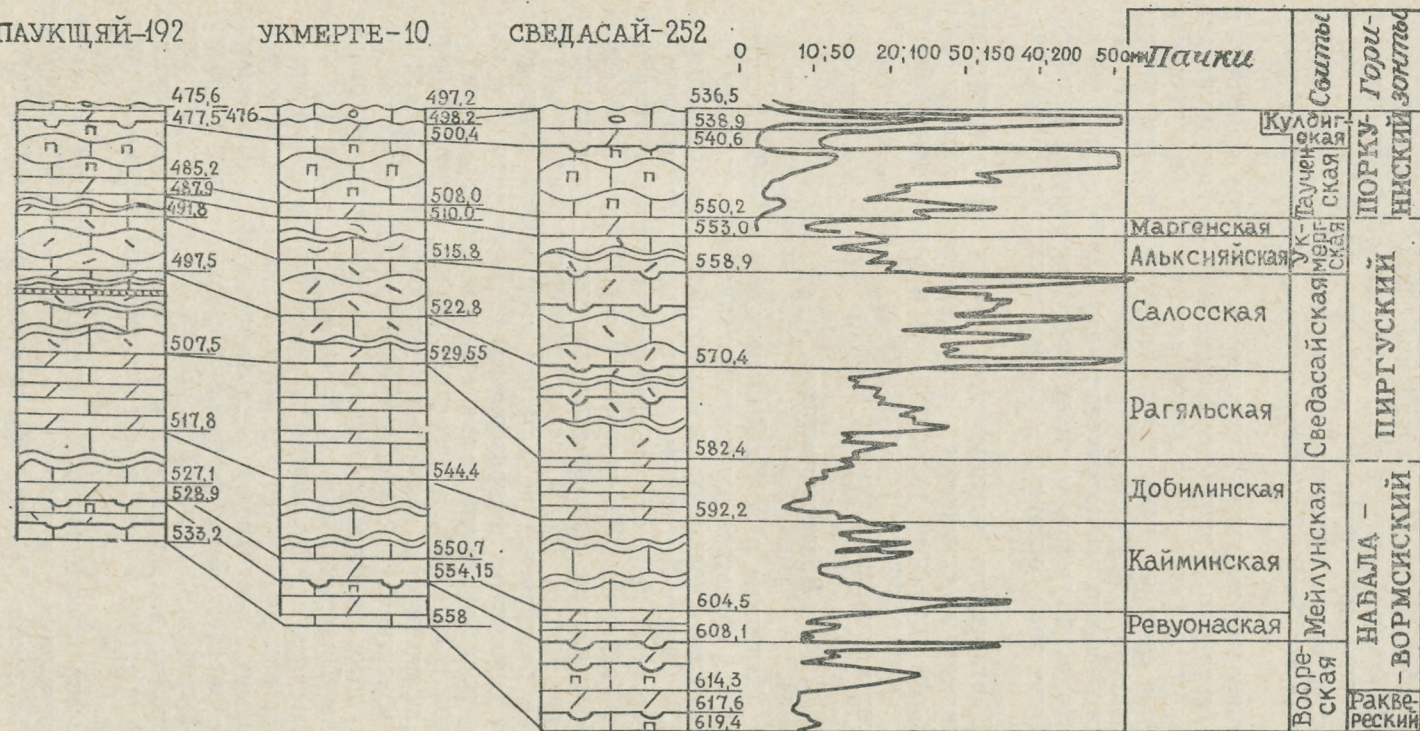


Рис. 4. Корреляционная схема верхнеордовикских отложений.
Условные обозначения см. рис. 2.

sis Öpik, *Thaerodonta plumea* Pašk. (nom. nud.), *Chasmops wesenbergensis* Schm. Найденные в этих слоях остракоды, как уже отмечалось выше, относятся к оандускому-ракверескому комплексу: *Bolbina rakverensis* (Sarv), *Disulcina p. perita* (Sarv), *Pelecymbolbina pelecyoidea* Jaan., *Sigmoospis granulata* (Sarv), *Klimphores minimus* (Sarv). В отличие от фауны лукштайской пачки здесь отсутствуют реликтовые виды идаввереско-кейлаской фауны и появляются первые представители позднеордовикских остракод (*Platymbolbina orbiculata* Sarv).

Верхняя, известняковая часть воореской свиты содержит *Pseudolingula quadrata* (Eichw.), *Platystrophia lutkevichi satura* Orasp., *Boreadorthis recula aequivalvata* Öpik, *Isorthis estona* (Alich.), *Thaerodonta plumea* Pašk. (nom. nud.), *Chasmops eichwaldi* Schm., *Illaeus roemeri* Volb., *Brevibolbina dimorpha* Sarv., *Pleurodella pulchra* (Neck.) и др. Верхняя граница воореской свиты в Эстонии принимается за границу набалаского и вормсиского горизонтов. В Средне-Литовском прогибе на этой границе до сих пор изменение фауны не установлено. В связи с этим верхнюю часть воореской свиты и залегающие выше отложения мейлунской свиты (или нижней ее части) мы относим к нерасчлененным набаласкому и вормсискому горизонтам.

Мейлунская свита

Выделяется впервые. Стратотипический разрез вскрыт скважиной Сведасай в интервале 582,4—608,1 м. Свита карбонатно-мергелистого состава. Выделяются три пачки: ревуонаская, кайминская и добилинская.

Ревуонаская пачка выделена первоначально П. П. Лапинском (1967) в скажине Пренай. Пачка сложена серыми и темно-серыми мергелями и микрозернистыми известняками. Мощность мергелевых прослоев 3—13 см, известняковых 2—8 см, реже до 21 см. Слоистость горизонтальная. Верхняя граница пачки постепенная. Мощность отложений доходит до 5,7 м.

Кайминская пачка. Выделяется впервые. Пачка неоднородная, представлена серыми микрозернистыми известняками, серыми и зеленовато-серыми мергелями. Выделяются слои с различными соотношениями карбонатного и мергелевого компонента и с неодинаковой слоистостью: волнисто-полосчатой, волнистой и горизонтальной. Местами встречаются комковатые текстуры. Верхняя граница пачки переходная. Мощность отложений до 12,3 м.

Добилинская пачка. Выделяется впервые. Пачка сложена серыми микрозернистыми известняками и серыми мергелями. Мощность известняковых прослоев 3—20 см, мергелевых 1—7 см и редко доходит до 12 см. Верхняя граница пачки постепенная. Мощность отложений достигает 15,1 м.

Наибольшие мощности мейлунской свиты отмечаются в скважинах Мажосес, Лапес, Укмярге, Сведасай и др. и достигают 29,1 м. К северу (скважины Лудза, Балтинава) она уменьшается до 11 м. Одновременно в известняках и мергелях увеличивается количество органического детрита, исчезают горизонтально-слоистые текстуры. На кривых КС отложения данной свиты характеризуются непостоянством электрического сопротивления. Наиболее низкие значения отмечаются по отложениям ревуонаской, добилинской и средней части кайминской пачек.

Высоким сопротивлением обладают отложения нижней и верхней части кайминской пачки.

В мейлунской свите найдены *Pseudolingula quadrata* (Eichw.), *Dinorthis* (*Plaesiomys*) *solaris* (Buch.), *Vellamo verneuili* (Eichw.), *Nybioceras intermedium* Teich., *Palaeodictyota sokolovi* (Obut), *Chasmops eichwaldi* (Schm.), *Encrinurus moe* Männil и др., на основании которых И. Ю. Пашкевичус всю свиту относит к нерасчлененным набаласкому и вормисскому горизонтам. Набалаский + вормисский комплекс остракод обнаружен только в нижней (ревуонаской) пачке. Средняя (кайминская) пачка не содержит стратиграфически ценных видов, а в верхней (добилинской) пачке появляются характерные пиргуские виды *Oepikella frequens* (Steusl.), *Uhakiella osloensis* (Henn.), *Monocerotella estona* Sarv. Следует отметить, что в добилинской пачке до сих пор не найдена макрофауна, которая противоречила бы отнесению ее к пиргускому горизонту.

Сведасайская свита

Выделяется впервые. Стратотипический разрез вскрыт скважиной Сведасай в интервале 558,9—582,4 м. Свита существенно карбонатного состава. Она разделена на две пачки: рагальскую и салоскую.

Рагальская пачка представлена серыми микрозернистыми известняками, содержащими примесь органогенного детрита (до 50%), серыми и зеленовато-серыми мергелями. Встречены маломощные (1—2 мм) прослойки метабентонитов. В верхней части пачки отмечается увеличение количества и мощностей мергелевых прослоев. Слоистость волнистая и волнисто-полосчатая. Имеются поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные пиритом. Верхняя граница пачки постепенная, реже резкая. Мощность пачки доходит до 12 м.

Салосская пачка состоит из желтовато-серых афанитовых и микрозернистых известняков, содержащих до 25—30% органогенного детрита, с прослоями и включениями серых мергелей. Слоистость неправильная, часто наблюдаются поверхности перерывов, импрегнированные пиритом. Верхняя граница пачки резкая, с признаками седиментационного перерыва. Мощность отложений до 11,5 м.

Мощность сведасайской свиты возрастает с юго-запада на северо-восток и в скважине Сведасай достигает 23,5 м. В северной части Средне-Литовского прогиба (скважины Буткунай, Лудза) возможные возрастные аналогии сведасайской свиты, мощностью более 60 м, расчленяются на ряд свит (моэскую, халликусскую, балтинавскую, лудзаскую), корреляция с которыми затруднительна. На кривых КС отложения сведасайской свиты характеризуются высоким сопротивлением, возрастающим от основания рагальской пачки и достигающим максимума в интервале залегания отложений салосской пачки. В средней части свиты в некоторых разрезах отмечается спад сопротивления.

Сведасайская свита относится к пиргускому горизонту. Здесь установлены *Dinorthis* (*Plaesiomys*) *solaris* (Buch), *Platystrophia humilis* Orasp., *Luhaiia vardi* Rõõm., *Plectatrypa sulevi* Jaan., *Rossicoceras hasta* (Eichw.), *Laurocycloceras foerstei* Teich., *Oepikella frequens* (Steusl.) *Uhakiella osloensis* (Henn.), *Monocertella estona* Sarv, *Foramenella par-kis* (Neck.).

Укмяргская свита

Выделена П. П. Лапинским (1967) в скважине Укмярге. Поскольку жерн стратотипического разреза не сохранился, то парастратотип свиты принимается в скважине Сведасай в интервале 550,2—558,9 м. Свита разделяется на две пачки: альксняйскую и марганскую.

Альксняйская пачка представлена серыми микрозернистыми и органогенно-детритовыми известняками, серыми и зеленовато-серыми мергелями. Слоистость волнистая и волнисто-полосчатая. На восточном склоне прогиба (скважины Вильнюс, Кауно Воке, Тверечюс) известняки иногда доломитизированы до доломитов. Верхняя граница пачки постепенная. Мощность отложений до 5,9 м.

Марганская пачка сложена зеленовато-серыми доломитистыми мергелями, содержащими стяжения и прослои серых микрозернистых известняков с примесью органогенного детрита до 25—35%. Известняки иногда доломитизированы до доломитов. Верхняя граница резкая, с признаками седиментационного перерыва. Мощность отложений до 3,4 м.

Мощность укмяргской свиты достигает 8,7 м. На кривых КС отложения свиты характеризуются спадом сопротивлений, достигающих минимума в интервале залегания марганской пачки.

Укмяргская свита относится к пиргускому горизонту по находкам *Esthonia asterisca* Sok., *Catenipora wrighti* Klm., *Sarcinula organum* (Linn.), *Rafinesquina semipartita* (Roem.), *Mjoesina pseudoalternata* (Schm.), *Plectatrypa* aff. *sulevi* Jaan., *Eunema rupestre* (Eichw.), *Bolbina duplex* (Kr.), *Tetradella plicatula* (Kr.) *Foramenella parkis* (Neck.) и др.

Тауценская свита

Выделена И. Ю. Пашкевичусом (1968) в скважине Укмярге. Парастратотипом свиты предлагается разрез скважины Сведасай в интервале 540,6—550,2 м. Свита сложена желтовато-серыми афанитовыми известняками, содержащими прослои и включения неправильной формы желтовато-серых и темно-серых мергелей, обогащенных органическим материалом. Слоистость нечеткая. Верхняя граница свиты резкая, у кровли отмечаются пиритизированные поверхности перерывов. Мощность свиты до 10,2 м. На кривых КС отложения тауценской свиты характеризуются высоким сопротивлением. В тауценской свите установлена характерная фауна *Holorhynchus giganteus* (Kiaer), широко распространенная в слоях 5b района Осло (Норвегия). Кроме того в свите встречаются *Platystrophia dalinkevichusi* Pašk. (nom. nud.), *Elsaella vokensis* Pašk. (nom. nud.), *Sowerbyella* sp. Свита относится к поркунискому горизонту.

Кулдигская свита

Выделена Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите (1970) в Западной Латвии среди отложений Шведско-Латвийской структурно-фациальной зоны. В Средне-Литовском прогибе возрастные аналоги кулдигской свиты залегают над тауценскими афанитовыми известняками и представлены зеленовато-серыми мергелями, органогенно-детритовыми и органогенно-обломочными известняками. В нижней части свиты доминируют мер-

гели, в верхней — известняки. Слоистость волнисто-полосчатая, волнистая, косая-пологонаклонная (среди обломочных известняков). Верхняя граница свиты резкая, отмечаются поверхности седиментационных перерывов, импрегнированные пиритом. Мощность свиты до 6,1 м. На кривых КС отложения нижней части свиты характеризуются низкими значениями кажущегося сопротивления, верхней — высокими.

В отложениях нижней части кулдингской свиты установлена следующая фауна: *Paleofavosites schmidtii* Sok., *Dalmanella* cf. *testudinaria* (Dalm.), *E. vokensis* Pašk. (nom. nud.), *Leptaena* cf. *rugosa* Dalm., *Eostrophomena* cf. *hirnantensis* (M'Coy), которая дает основание коррелировать их с далманитиновыми слоями Швеции.

Пилтенская пачка

Выделена Р. Ж. Ульст и Л. К. Гайлите (1970) в Западной Латвии. В Средне-Литовском прогибе аналоги пачки встречены в двух скважинах (Паэжерис, Укмярге) и представлены светло-серыми оолитовыми и пизолитовыми известняками. В основании пачки (скв. Паэжерис) встречаются окатанные обломки афанитовых известняков. Слоистость косая-пологонаклонная. Верхняя граница пачки резкая и представляет собой пиритизированную поверхность перерыва. Мощность пачки до 2,4 м. На кривых КС пачка характеризуется высоким сопротивлением.

Возраст отложений пилтенской пачки по аналогии с Западной Латвией принимается как поркуниский. В разрезе скважины встречены единичные рогозы.

ЛИТЕРАТУРА

- Алихова Т. Н., Балашова Е. А., Балашов З. Г. Полевой атлас характерных комплексов фауны отложений ордовика и готландия Южной части Литовской ССР. М., Гостеоллиздат, 1954. 98 с.
- Алихова Т. Н. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. М., Гостеолтехиздат, 1960. 76 с.
- Гайлите Л. К. Палеонтологическая характеристика пограничных отложений ордовика и силура в Латвии. — В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 130—138.
- Гайлите Л. К. Анализ распространения и корреляционное значение трилобитов и остракод среднего ордовика Латвии. — В сб.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1973, с. 63—70.
- Коркутис В. А. Некоторые данные о литостратиграфии тискреской свиты, оболовых слоев и лезтеского горизонта и их положения в разрезе кембрия — ордовика в Литовской ССР. — В сб.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, 1963, с. 373—384.
- Коркутис В. А. Стратиграфия кембрийских отложений Южной Прибалтики. — В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 53—68.
- Коркутис В. А. Кембрийские отложения Балтийского бассейна. — Тр. ЛитНИГРИ, вып. 12. Вильнюс, 1971. 176 с.
- Коркутис В. А., Лапинскас П. П., Лашков Е. М. Литология и фации нефтеносных отложений нижнего палеозоя Южной Прибалтики. М., «Недра», 1972. 179 с.
- Лапинскас П. П. Литология и фации верхнеордовикских и нижнесилурийских (лландоверийских) отложений Южной Прибалтики. Автореферат канд. дисс. Вильнюс, 1967. 19 с.
- Лапинскас П. П. Литостратиграфическое расчленение верхнеордовикских-нижнесилурийских (?) отложений запада Южной Прибалтики. — В сб.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, «Минтис», 1970, с. 297—314.

- Лашков Е. М. Литостратиграфические комплексы нижнего ордовика Южной Прибалтики. — В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 139—154.
- ✓ Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, «Валгус», 1966. 200 с. + 23 красоч. карты.
- ✓ Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М. Стратиграфия вирусских и харьюских отложений (ордовик) Средней Прибалтики. — В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 81—110.
- Пашкевичус И. Ю. Стратиграфия и фауна ордовикских-силурийских отложений Южной Прибалтики. Автореферат канд. дисс. Вильнюс, 1958. 27 с.
- Пашкевичус И. Ю. Ордовик. — В кн.: Геология СССР. т. XXXIX, Лит. ССР, М., 1961, с. 34—45.
- Пашкевичус И. Ю. Стратиграфическая ревизия силурийских отложений Южной Прибалтики. — В сб.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, 1963, с. 385—405.
- Пашкевичус И. Ю. Биостратиграфия и корреляция силурийских терригенных и карбонатных отложений Южной Прибалтики. — В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 250—272.
- Пашкевичус И. Ю. Биостратиграфия, корреляция и граптолиты ордовикских и силурийских отложений Южной Прибалтики. Автореферат докт. дисс. Вильнюс, 1973. 68 с.
- Рыбус Л. К. Биостратиграфическое расчленение ордовика Эстонской ССР. «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1, 1956, с. 9—29.
- Саладжус В. Ю. Фауна моллюсков силурийских отложений Южной Прибалтики. — В сб.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, «Минтис», 1966, с. 31—73.
- Саладжус В. Ю. О распределении фауны моллюсков в ордовике и силуре Южной Прибалтики. — В сб.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, «Минтис», 1970, с. 345—352.
- Сидаравичене Н. Ордовикские остракоды Южной Прибалтики и их стратиграфическое значение. Автореферат канд. дисс. Вильнюс, 1972. 23 с.
- Сидаравичене Н. Остракоды идаверского — кейлаского горизонтов Литовской фацальной зоны (ордовик). — В кн.: Материалы III научной конференции геологов Литвы. Вильнюс, 1973, с. 21—23.
- Сидаравичене Н. О фауне набалаского и вормисского горизонтов Восточной Литвы. — В кн.: Новейшие результаты исследований по геологии Литовской ССР. Вильнюс, 1975, с. 17—18.
- Сидаравичене Н. О границе вормисского и пиргуского горизонтов на востоке Литвы. — В кн.: Новейшие результаты исследований по геологии Литовской ССР. Вильнюс, 1975, с. 18—19.
- Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К. Граница ордовика и силура в Латвии и литостратиграфическое подразделение пограничных отложений. — В сб.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1970, с. 283—295.
- Ульст Р. Ж. Местная схема подразделения верхнего ордовика Средней Прибалтики. — В сб.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1972, с. 7—20.

*Литовский научно-исследовательский геологоразведочный институт
Вильнюсский госуниверситет им. В. Капсукаса*

KESK-LEEDU NŌ ORDOVIITSIUMI LITOSTRATIGRAAFILINE SKEEM

E. LASKOV, J. PASKEVIČIUS, N. SIDARAVIČIENE

Resümee

Artiklis antakse Kesk-Leedu nō ordoviitsiumi setete detailne litostatigraafiline liigestus, kusjuures kogu ordoviitsiumi läbilõikes on eraldatud 13 kihistut ja 22 kihistikku. On toodud nii kihistute kui ka kihistike litoloogiline ja faunistlik iseloomustus ning nende asend regionaalses stratigraafilises skeemis.

LITHOSTRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF THE ORDOVICIAN ROCKS OF THE CENTRAL LITHUANIAN DEPRESSION

E. LAŠKOV, J. PAŠKEVIČIUS, N. SIDARAVIČIENE

Summary

Ordovician rocks of Central Lithuanian Depression have been established in numerous boreholes (Fig. 1), the study of which gives a rather distinct picture of their structure and composition. The present article deals with the lithostratigraphic division of the Ordovician sections of this area, based on the composition of these rocks, structural-textural peculiarities, colour, assemblage of authigenic minerals, distribution and composition of fauna. The subdivision of the subsurface sequence of the Ordovician in the Depression is mainly based on the cores of Svedasai and Butkunai borings (NE Lithuania), where they are of maximum thickness, reaching 240 m. Fig. 1 gives the distribution and thickness of Ordovician rocks in the Central Lithuanian Depression together with the localities of the most important boreholes. The following legends have been used:

1 — isopachites of rocks, 2 — isopachites of rocks in the area of postsedimental erosion, 3 — boundary of the present distribution of rocks, 4 — eastern boundary of distribution: a — of redcoloured Lower Ordovician rocks, b — of black argillites of the Mossen Formation of the Middle Ordovician, B — black argillites of Fjäckå Formation of the Upper Ordovician, r — red-coloured rocks of the Pirgu Stage, 5 — borehole: the numerator marks the number of the borehole and the denominator — the thickness of Ordovician rocks.

On the basis of these data the whole Ordovician sequence has been subdivided into 13 formations and 22 members. Among them four formations (Salantai, Leetse, Draseikiai, and Bičiunai formations) belong to the Lower Ordovician. The following three ones (Rokiškis, Daugavpils, Mežciems) belong completely to the Middle Ordovician, as well as the lower part of the Voore Formation. The upper part of the Voore Formation as well as the following five formations (Meilunai, Svedasai, Ukmerge, Taučionys, Kuldiga), belong already to the Upper Ordovician. Some of the named lithostratigraphical units are also traceable outside the Central Lithuanian Depression.

Subdivision of a number of cores, their correlation and relations with units of the regional stratigraphic scheme for the Lower and Middle Ordovician rocks have been given in Figs. 2 and 3, for the Upper Ordovician in Fig. 4. The legends used are as follows:

1 — quartz sandstone, 2 — glauconite, quartz-glauconite sandstones, 3 — argillites, 4 — metabentonite layers, 5 — marls, 6 — clayey marls, 7 — biotrital marls, 8 — silty biotrital limestones, 9 — oolitic limestone, 10 — biomorphous limestone and marls with clusters of fauna, 11 — biotrital limestone, 12 — fine-grained limestones with 10–50% of biotritic material, 13 — fine-grained limestones, 14 — aphanitic limestones with 10–50% of biotritic material, 15 — aphanitic limestones, 16 — dolomite with relict biotritic texture, 17 — grained dolomite, 18 — wavy-bedded structure, 19 — wavy-ribboned bedded structure, 20 — horizontal-bedded structure, 21 — discontinuity surface marked by iron hydroxide, 22 — discontinuity surface

marked by finely dispersed pyrite, 23 — stratigraphic discontinuities, 24 — red-coloured deposits, 25 — glauconite, 26 — micro-crystalline pyrite, 27 — gypsum, 28 — curve of apparent electric resistance (log. N2MO25A).

*Lithuanian Research
Institute of Geological
Prospecting
Vilnius State University*

ГРАПТОЛИТОВЫЕ ЗОНЫ СИЛУРА ПРИБАЛТИКИ

✓ Д. Л. Кальо, И. Ю. Пашкевичюс, Р. Ж. Ульст

Стратиграфия силура Прибалтики, в частности Эстонии, имеет долгую историю изучения. В то же время еще только завершается начальная стадия развития зональной стратиграфии по граптолитам.

Первые исследования силурийских граптолитов Прибалтики были выполнены А. М. Обутом в конце 40-х и в начале 50-х годов. Итоги этих работ опубликованы частично (Обут, 1958; Романов, Зотова, 1962). Своими работами А. М. Обут установил возраст изучаемых отложений на уровне ярусов и подъярусов, ориентируясь при этом на зональные схемы других регионов.

Первая в Прибалтике схема зонального расчленения по граптолитам была опубликована И. Ю. Пашкевичюсом в 1958 г. по силуру Литвы (см. табл. 1). Впоследствии эта схема проводилась в нескольких работах (Пашкевичюс, 1959, 1960 и др.) и позднее постепенно дополнялась и детализировалась (Пашкевичюс, 1963, 1965; в 1968 г. он установил в Прибалтике зоны *cyphus*, *tumescens* (?), *formosus*, а в 1973, 1974 гг. переработал схему расчленения верхнего силура).

В Эстонии Д. Л. Кальо (1962, 1967; Кальо, Вингисаар, 1969) установил в разрезах скважин Охесааре, Икла и других аналоги некоторых граптолитовых зон лландовери и венлока, известных по другим регионам.

В Латвии Р. Ж. Ульст опубликовала в 1964 г. целостную схему граптолитовых зон силура Латвии, охватившую почти полный разрез, начиная от зоны *cyphus* и до зоны *tumescens* включительно. В дальнейшем в эту схему вносились только отдельные дополнения (Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967; Ульст, 1968; в 1970 г. была установлена зона *vesiculosus*; в 1973 — выделена подзона *grandis*; в 1974 — зона *vulgaris* подразделена на две зоны: *Pristiograptus* sp. и *parvus-pilttenensis*).

В таблице 1 сопоставлены основные из вышеуказанных зональных стратиграфических схем. Как видно из таблицы, разработанные в Латвии, Литве и Эстонии схемы весьма близкие. Это вполне понятно, если иметь в виду геологическое и биогеографическое единство Прибалтики, как одной части Северо-Европейского бассейна. В связи с подготовкой к Прибалтийскому стратиграфическому совещанию (Вильнюс, 1976 г.) было необходимо разработать региональный стандарт граптолитовых зон силура Прибалтики (табл. 2). Составление такого стандарта, который должен обобщить и унифицировать материал из разных частей Прибалтики, подготовлено указанными выше работами, а также рядом других работ по Прибалтике и соседним территориям (Teller, 1964, 1969; Urbanek, 1966, 1970 и др.).

Граптолитовая зона, или зона вообще, как важное понятие в стратиграфии неоднократно обсуждалась в литературе (см. списки литературы в следующих работах: Степанов, 1958; Begu, Boucot, 1970; Корень, Кальо, 1976). В данной статье авторы исходят из основных положений, изложенных в проекте стратиграфического кодекса СССР (Жамойда, ред., 1974), в частности из определения биостратиграфической зоны (статья VI. 4).

Предлагаемая региональная схема граптолитовых зон силура Прибалтики (табл. 2) разработана на основании тщательно обработанных богатых коллекций граптолитов, сосредоточенных в Вильнюсском государственном университете, во Всесоюзном научно-исследовательском институте морской геологии и геофизики (ВНИИМОРГЕО) в Риге и в Институте геологии АН ЭССР в Таллине. Граптолиты, в большей части хорошей сохранности, собраны авторами и их коллегами из кернов многочисленных буровых скважин (главные изученные разрезы указаны на рис. 1).

Наиболее многочисленны остатки граптолитов в пределах Балтийской синеклизы, а в среднем лландовери они довольно часто встречаются и на территории Средней Эстонии. Больше всего остатков граптолитов обнаружено в мергелях и глинистых мергелях, реже в глинах и аргиллитах (сланцевых глинах). Последние наиболее часто встречаются в лландовери на юго-западе Балтийской синеклизы, в среднем лландовери и в виде отдельных прослоев сланцеватых глин в более северных и восточных районах. В карбонатных породах остатки граптолитов встречаются спорадически.

На рис. 1 показано изменение во времени ареала основного распространения граптолитовых фаций, в пределах которого остатки граптолитов встречаются в отложениях столь многочисленно, что позволяют выделить граптолитовые зоны. Рис. 1 наглядно иллюстрирует общие тенденции развития бассейна: в раннем лландовери (зона *cyphus*) граптолитовые фации были наименее развиты, в позднем лландовери и раннем венлокке они развились максимально, а затем соответствующая территория стала постепенно уменьшаться в связи с регрессией, наконец приведшей к полному исчезновению граптолитов в Прибалтике. На рис. 1 также показаны приблизительные пределы территориального распространения рассматриваемых ниже зон.

Настоящая статья составлена тремя авторами, придерживающимся по ряду вопросов подразделения и систематики различных точек зрения. В качестве таксономической основы в данном случае они используют в общем систематику, разработанную А. М. Обутом (1964) и принятую в «Основах палеонтологии».

Из-за ограниченного объема статьи в характеристике зон не упомянуты авторы первого их выделения и последующих уточнений, так как эти данные приведены в табл. 1 и в вводной части текста. Опущены также списки граптолитов отдельных зон ввиду того, что соответствующие данные изложены в табл. 3—5. В случае необходимости в тексте отмечены лишь руководящие и наиболее характерные виды. При характеристике зон основное внимание уделялось их нижней границе, другие же вопросы рассматривались только в отдельных случаях. Корреляция зональной схемы Прибалтики со стандартной и схемой Польши приводится в табл. 2.

Граптолитовые зоны Прибалтики в основном представляют собой местные вариации одноименных «планетарных» граптолитовых зон. Новые, собственно прибалтийские биостратиграфические зоны выделе-

Обзор некоторых зональных стратиграфических схем силура Прибалтики

Л и т в а					Л а т в и я				Э с т о н и я		
Пашкевичюс, 1958		Пашкевичюс, 1968		Пашкевичюс, 1973		Ульст, 1964		Ульст, 1973, 1974		Кальо, 1970 а, б	
ld ₁	<i>scanicus</i> <i>nilssoni-bohe- micus-colonus</i> <i>Gothograptus?</i>	dn	<i>ultimus</i>	dn	<i>lochkovensis</i>	ld	<i>tumescens</i> <i>scanicus</i> <i>nilssoni</i> <i>vulgaris</i>	ld ₁	(Ульст, 1974) <i>nilssoni</i> <i>Pristiograptus</i> <i>parvus-pil- tenensis</i>		
			<i>formosus</i>	ld ₂	<i>formosus</i> — — — ? — — <i>balticus</i>						
			<i>tumescens?</i> <i>scanicus</i>	ld ₁	<i>tauragensis</i> <i>scanicus-</i> <i>progenitor</i> <i>nilssoni</i>						
			<i>nilssoni</i> (<i>vulgaris</i>)		<i>auctus</i> <i>nassa</i>						
W ₂	<i>testis</i> <i>perneri-radians</i> <i>linnarssoni-</i> <i>rigidus-flexilis</i>	W ₂	<i>testis</i> <i>radians</i> — — ? — — <i>flexilis</i>	W ₂	<i>testis</i> { <i>tenuis</i> <i>testis</i> <i>radians</i> <i>perneri</i> <i>flexilis</i>	W ₂	<i>lundgreni</i> <i>testis</i> <i>radians</i> <i>perneri</i> <i>flexilis</i>	W ₂	<i>testis</i>	W ₂	(<i>flexilis</i>) (<i>sardous</i>)
W ₁	<i>riccartonensis</i> <i>murchisoni</i>	W ₁	<i>riccartonensis</i> <i>murchisoni</i>	W ₁	<i>riccartonensis</i> <i>murchisoni</i>	W ₁	<i>riccartonensis</i> <i>murchisoni</i>	(Ульст, 1973)		W ₁	<i>riccartonensis</i> <i>murchisoni</i>
			<i>spiralis</i>		<i>spira-</i> { <i>geinitzi-</i> <i>lis</i> <i>grandis</i> <i>crenula-</i> <i>ta-</i> <i>para-</i> <i>prioden</i> <i>griestoniensis</i>	ln ₃	<i>spiralis</i>	ln ₃	<i>spi-</i> { <i>grandis</i> <i>ralis</i> <i>griesto-</i> <i>niensis</i>	ln ₃	(<i>grandis</i>) <i>griestoniensis</i> <i>discus-</i> <i>turriculatus</i>
	ln ₃	<i>turriculatus</i>	ln ₃	<i>crispus-</i> <i>turriculatus</i> <i>minor-linnaei</i>	ln ₃	<i>crispus-</i> <i>turriculatus</i> <i>linnaei</i>	ln ₃	<i>crispus-</i> <i>turriculatus</i>	ln ₃	<i>crispus-</i> <i>turriculatus</i>	
ln ₂	<i>sedgwicki</i> <i>lobiferus</i> <i>gregarius</i>	ln ₂	<i>sedgwicki</i> <i>leptotheca</i> <i>gregarius-</i> <i>triangulatus</i>	ln ₂	<i>sedgwicki</i> <i>convolutus</i> <i>trian-</i> { <i>mille-</i> <i>gula-</i> <i>peda-</i> <i>tus</i> <i>pecti-</i> <i>natus</i>	ln ₂	<i>sedgwicki</i> <i>convolutus</i> <i>gregarius-</i> <i>triangulatus</i>	ln ₂	<i>sedgwicki</i> <i>convolutus</i> <i>triangulatus</i>	ln ₂	<i>convolutus</i> <i>gregarius-</i> <i>triangulatus</i>
		ln ₁	<i>cyphus</i>	ln ₁	<i>cyphus</i>	ln ₁	<i>cyphus</i> ?	ln ₁	<i>cyphus</i> <i>vesiculosus</i> ?	ln ₁	<i>cyphus</i> <i>vesiculosus</i>

Таблица 2

Граптолитовые зоны силура Прибалтики и их корреляция

Стандартная шкала граптолитовых зон ¹			Польша ²		Региональная схема Прибалтики		
Верхний силур	Пржидоли		<i>transgrediens</i>	<i>transgrediens</i>	Пржидоли		Дантон
			<i>perbrevis</i>	<i>perbrevis</i>			
Верхний силур	Людлов	верхний	<i>admirabilis</i>	<i>admirabilis</i>			
			<i>perneri</i>	<i>perneri</i>			
			<i>boučeki</i>	<i>boučeki</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>lochkovensis</i>	<i>samsonowiczi</i>	Людлов	верхний	
			<i>lochkovensis</i>	<i>chelmiensis</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>formosus-ultimus</i>	<i>bugensis</i>			
				<i>formosus</i>			
				<i>kozłowski</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	горизонт с <i>Neocucullograptinae</i>	<i>inexpectatus</i>	Людлов	нижний	
				<i>auriculatus</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний		<i>cornutus</i>			
				<i>bohemicus</i>			
			<i>leintwardinensis</i>	<i>leintwardinensis</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>tumescens</i>	<i>hemiaversus</i>	Людлов	нижний	
				<i>invertus</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>scanicus</i>	<i>scanicus</i>			
			<i>nilssoni</i>	<i>progenitor</i>			
				<i>nilssoni</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний		<i>vulgaris</i>	Людлов	нижний	
			<i>ludensis</i>	<i>nassa</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>lundgreni</i>	<i>lundgreni</i>			
				<i>ellesae</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>linnarssoni</i>	<i>flexilis</i>			
			<i>rigidus</i>	<i>rigidus</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>riccartonensis</i>	<i>riccartonensis</i>	Людлов	нижний	
			<i>murchisoni</i>	<i>murchisoni</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>centrifugus</i>	<i>insectus</i>			
			<i>crenulata</i>	<i>spiralis</i>			
			<i>griestoniensis</i>	<i>griestoniensis</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>crispus</i>	<i>crispus</i>	Людлов	нижний	
			<i>turriculatus</i>	<i>turriculatus</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>maximus</i>	<i>linnaei</i>			
			<i>sedgwickii</i>	<i>sedgwickii</i>			
			<i>convolutus</i>	<i>convolutus</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>gregarius</i>	<i>gregarius</i>	Людлов	нижний	
			<i>argenteus</i>				
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>magnus</i>				
			<i>triangulat.</i>				
			<i>cyphus</i>	<i>cyphus</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>acinaces</i>				
			<i>vesiculosus-atavus</i>	<i>vesiculosus</i>			
Верхний силур	Людлов	нижний	<i>acuminatus</i>	<i>acuminatus</i>			
			<i>persculptus</i>	<i>ascensus</i>			

¹ Стандартная шкала, заимствованная из работы Корень, Кальо, 1976 и составленная по схемам Англии и Богемии с небольшим дополнением в части горизонта с *Neocucullograptinae*.

² Польская схема приводится по Л. Теллеру (Teller, 1969), несколько упростившему схему А. Урбанка (Urbanek, 1970) примерно в части середины лудлова.

ны только в отдельных случаях. К сожалению, соотношения зон этих двух категорий пока недостаточно ясны, а это, в свою очередь, обуславливает некоторую неясность и в процедурных вопросах. В частности, в данной статье стратотипы зон указываются лишь в отдельных случаях и только для «прибалтийских зон». Кроме того отмечены вспомогательные эталонные разрезы (reference sections; см. рис. 2—5).

Мнения авторов расходятся и в вопросах проведения некоторых подъярусных границ, так, например, Д. Л. Кальо считает правильной точку зрения, отраженную в стандартной шкале (табл. 2). Приведенные на рис. 2—5 списки граптолитов из-за недостатка места неполные — в них не приведены некоторые проходящие и редкие виды, а также находки, определенные пока только на уровне рода.

Обзор зональной схемы

Лландоверийский ярус

Зона *Dimorphograptus confertus* выделяется (с некоторой долей условности) впервые в Прибалтике вместо установленной раньше зоны *Cystograptus vesiculosus*. Замена обусловлена тем, что последний вид в данных отложениях не обнаружен (он установлен в зоне *cyphus*), и тем, что диморфограптусы для рассматриваемого уровня весьма характерны. Трактовка авторами верхней границы зоны *confertus* (см. зона *cyphus*) и зоны *vesiculosus* различна.

Поскольку нижняя граница зоны не установлена, то, возможно, правильнее было бы выделить в данном случае просто слои с *D. confertus*. Однако, поскольку эти слои охватывают лишь верхнюю часть зоны *vesiculosus*, выделение их в качестве самостоятельной зоны оправдано.

Комплекс видов зоны немногочисленный, наиболее характерны из них диморфограптусы (см. табл. 3). Зона установлена в Прибалтике первоначально (Кальо, Вингисаар, 1969; Ульст 1970, 1973) под названием зоны *vesiculosus* в разрезах Южной Эстонии и Северной Латвии (скважины Иккла, Холдре, Стайцеле; см. рис. 1 и 2), в которых она соответствует части ыхнеской свиты. Стратотипом зоны является разрез скв. Стайцеле в интервале 480—495 м. Зона представлена в основном мергелями и реже глинами с редкими прослоями и комками известняка.

Зона *Sorogograptus cyphus* на большей части территории Прибалтики начинает граптолитовую последовательность силура. Отложения этого возраста отсутствуют только в юго-восточных районах Литвы и Латвии (рис. 1), где разрез силура начинается со среднего лландовери.

Нижняя граница зоны определяется по появлению характерных прижбылограптусов, номинального вида зоны (сравнительно редкого в Прибалтике), а также ряда других видов (см. табл. 3). В низах зоны указанные формы местами встречаются вместе с последними диморфограптами зоны *confertus*.

В Средней Прибалтике зона охватывает самые верхи ыхнеской свиты, стурскую и ремтскую пачки и соответствующую последней колкскую пачку. Эталонным является разрез скв. Стайцеле в интервале 450—480 м. В литологическом отношении зона сложена афанитовыми известняками и мергелями, а также глинами с комками и прослоями известняка.

Распределение граптолитов в лландовери Прибалтики

Зоны Таксоны	<i>confertus</i>	<i>cyphus</i>	<i>triangulatus</i>	<i>convolutus</i>	<i>sedgwickii</i>	<i>linnae-turriculatus</i>	<i>crispus</i>	<i>griestoniensis</i>	<i>spiralis</i>
	1	2	3	4	5	6	7	8	6
<i>Climacograptus s. scalaris</i> (Hisinger)	+	+	+	+	+	h			
<i>C. s. normalis</i> Lapworth		+	+	h					
<i>C. s. cf. ferganensis</i> Obut		+	+	+					
<i>C. medius</i> Törnquist		+	h						
<i>C. rectangularis</i> M'Coy		+	h						
<i>C. cf. minutus</i> Carruthers		+							
<i>Paraclimacograptus innotatus</i> (Nicholson)	+	+	+						
<i>P. aff. innotatus</i> (Nicholson)		+							
<i>P. estonus</i> (Schmidt)				+					
<i>Metaclimacograptus hughesi</i> (Nicholson)		+	+	+	+				
<i>M. undulatus</i> (Kurck)			+						
<i>Lithuanograptus fusiformis</i> Paškevičius		B							
<i>L. obuti</i> Paškevičius		B							
<i>L. minimus</i> Paškevičius				B					
<i>L. serus</i> Paškevičius					+				
<i>Glyptograptus t. tamariscus</i> (Nicholson)		B	+	+	h				
<i>G. t. linearis</i> (Nicholson)		B							
<i>G. sinuatus</i> (Nicholson)			h						
<i>Diplograptus m. modestus</i> Lapworth		+							
<i>D. aff. m. applicatus</i> Eisel			B						
<i>D. cf. diminutus</i> Elles et Wood			+						
<i>Orthograptus cyperoides</i> Törnquist			h						
<i>O. inopinatus</i> Bouček			+						
<i>O. insectiformis</i> (Nicholson)				+					
<i>O. mutabilis</i> Elles et Wood		+							
<i>O. bellulus</i> Törnquist			+	+	h				
<i>Cystograptus vesiculosus</i> (Nicholson)		+							
<i>Petalograptus minor</i> Elles			+						
<i>P. ovato-elongatus</i> Kurck			+	h					
<i>P. folium</i> (Hisinger)			B	+					
<i>P. praecedens</i> Bouček et Přibyl					B	h			
<i>P. palmeus</i> Barrande					+		h		
<i>P. ovatus</i> Barrande					+				
<i>P. tenuis</i> Barrande					+				
<i>P. elongatus</i> Bouček et Přibyl					+	+	+	+	
<i>P. altissimus</i> Elles et Wood					+	+	+		
<i>P. palmeus</i> Barrande						+	B		
<i>Cephalograptus cometa</i> (Geinitz)				+					
<i>C. cf. tubulariformis</i> (Nicholson)				+					
<i>Retiolites angustidens</i>							+	+	+
<i>R. geinitzianus</i> Barrande									+
<i>Stomatograptus g. grandis</i> (Suess)									+
<i>S. g. imperfectus</i> Bouček et Münch								+	
<i>Pseudoplegmatoraptus obesus</i> (Lapworth)						+	+		
<i>Pseudoretiolites cf. decurtatus</i> Bouček et Münch								+	

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Dimorphograptus confertus</i> (Nicholson)	+								
<i>D. swanstoni</i> (Lapworth)	+								
<i>D. aff. epilongissimus</i> Rickards	+								
<i>Rhaphidograptus toernquisti</i> (Elles et Wood)	+	+	н						
<i>Pribylograptus incommodus</i> (Törnquist)		+							
<i>P. sandersoni</i>		+							
<i>P. argutus</i> (Lapworth)			н						
<i>P. leptotheca</i> (Lapworth)			н	+	н				
<i>Coronograptus cyphus</i> (Lapworth)		+	н						
<i>C. g. gregarius</i> (Lapworth)			+						
<i>C. cf. g. arcuatus</i> Obut et Sobolevskaja			н						
<i>C. aff. gregarius</i> (Lapworth)			н						
<i>Pristiograptus concinnus</i> (Lapworth)		н	+		н				
<i>P. regularis</i> (Törnquist)			н		н				
<i>P. variabilis</i> (Perner)					+	н	+	н	
<i>P. nudus</i> (Lapworth)					н	+	+	н	
<i>P. jaculum</i> (Lapworth)					н	+	+	н	
<i>P. cf. largus</i> Perner						н	н	н	
<i>Pernerograptus revolutus</i> (Kurck)		+	н						
<i>P. tenuipraecursor</i> Obut et Sobolevskaja			н						
<i>P. limatulus</i> (Törnquist)		+	н	+	н				
<i>Monograptus atavus</i> Jones		+	н						
<i>M. strachani</i> Hutt et Rickards		+	н						
<i>M. millepeda</i> (Mc Coy)			н						
<i>M. intermedius</i> (Lapworth)			н						
<i>M. clingani</i> (Carruthers)			н						
<i>M. lobiferus</i> (McCoy)			н						
<i>M. sedgwickii</i> (Portlock)			н						
<i>M. s. vogtlandicus</i> Eisel			н						
<i>M. gemmatus</i> (Barrande)			н						
<i>M. distans</i> Portlock			н						
<i>M. halli</i> (Barrande)			н						
<i>M. barrandei</i> (Suess)			н						
<i>M. becki</i> (Barrande)			н						
<i>M. marri</i> Perner			н						
<i>M. cultellus</i> Törnquist			н						
<i>M. pandus</i> (Lapworth)			н						
<i>M. priodon</i> (Bronn)			н						
<i>M. p. cf. densus</i> Perner			н						
<i>M. veles</i> (Richter)			н						
<i>M. tortilis</i> Linnaeus			н						
<i>M. parapriodon</i> Bouček			н						
<i>M. crispus</i> (Lapworth)			н						
<i>M. sartorius</i> (Törnquist)			н						
<i>M. wimani</i> Bouček			н						
<i>Streptograptus r. runcinatus</i> (Lapworth)			н						
<i>S. r. pertinax</i> (Elles et Wood)			н						
<i>S. nodifer</i> (Törnquist)			н						
<i>S. exiguus</i> (Nicholson)			н						
<i>S. anguinus</i> (Pribyl)			н						
<i>Monoclimacis g. griestoniensis</i> (Nicol)			н						
<i>M. g. kettneri</i> (Bouček)			н						
<i>M. minuta</i> Pribyl			н						
<i>M. inchoatus</i> Pribyl			н						
<i>M. cf. liepini</i> Obut			н						
<i>M. linnarssoni</i> (Tullberg)			н						
<i>M. sublinnarssoni</i> Pribyl			н						

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>M. geinitzi</i> (Bouček)									н
<i>M. crenulata</i> (Törnquist)									н
<i>M. vomerina vomerina</i> (Nicholson)									н
<i>M. robusta</i> (Bouček)									н
<i>Campograptus c. communis</i> (Lapworth)			+	+					н
<i>C. c. rostratus</i> (Elles et Wood)			+		н				н
<i>C. elongatus</i> (Törnquist)			+						н
<i>C. arcuatus</i> (Bouček)			+						н
<i>Spirograptus minor</i> Bouček								+	н
<i>S. turriculatus</i> (Barrande)					н				н
<i>Oktavites intermedius</i> (Carruthers)			н		н				н
<i>O. involutus</i> (Lapworth)					н				н
<i>O. planus</i> (Barrande)					н				н
<i>O. proteus</i> (Barrande)					н				н
<i>O. hopkinsoni</i> Bouček					н				н
<i>O. conspectus</i> (Pribyl)					н				н
<i>O. tenuispiralis</i> (Obut)					н				н
<i>O. falx</i> (Suess)					н				н
<i>O. flagellaris</i> (Törnquist)					н				н
<i>O. tullbergi spiraloides</i> (Pribyl)					н				н
<i>O. s. spiralis</i> (Geinitz)					н				н
<i>O. s. contortus</i> Perner					н				н
<i>O. grobsdorfiensis</i> (Hemmann)					н				н
<i>Demirastrites fimbriatus</i> (Nicholson)			+						н
<i>D. raitzhainensis</i> (Eisel)			+						н
<i>D. t. triangulatus</i> (Harkness)			+						н
<i>D. t. major</i> (Elles et Wood)			н						н
<i>D. convolutus</i> (Hisinger)			н						н
<i>D. decipiens</i> (Törnquist)			н						н
<i>D. denticulatus</i> (Törnquist)			н						н
<i>D. proetus</i> (Barrande)			н						н
<i>Rastrites longispinus</i> (Perner)		н	н						н
<i>R. a. approximatus</i> Perner		н	н						н
<i>R. a. geinitzi</i> (Törnquist)		н	н						н
<i>R. p. peregrinus</i> (Barrande)		н	н						н
<i>R. p. socialis</i> (Törnquist)		н	н						н
<i>R. linnaei</i> (Barrande)		н	н						н
<i>Diversograptus capillaris</i> (Carruthers)			н						н
<i>D. ramosus</i> Manck			н						н
<i>Barrandeograptus cf. gracilis</i> Hemmann			н						н

Примечание. Распространение вида показано крестиками или буквами «н» (в нижней части зоны) и «в» (в верхней части зоны).

Зона *cyphus* сопоставляется с одноименной зоной в Польше (Teller, 1969) и Англии (Cocks et al., 1971). В Прибалтике ее объем по сравнению с указанными странами несколько шире, так как охватывает и небольшую часть верхов зоны *vesiculosus*. В Польше и Англии пржибылограптусы появляются уже в пределах зоны *vesiculosus*.

Зона *Demirastrites triangulatus* хорошо обоснована разнообразным в родовом и видовом отношении комплексом граптолитов. Она выделяется почти во всех разрезах Прибалтики, в которых присутствуют среднеландоверийские отложения с граптолитами. Для зоны характерно появление первых петалограптусов, растритесов и демирастритесов, присутствующих и в более молодых отложениях.

Своеобразная ассоциация видов зоны, характеризующаяся большим

количеством двурядных граптолитов, установлена в карбонатных фациях среднего лландовери Северной Латвии и Южной Эстонии.

Нижняя граница зоны маркируется появлением граптолитов из группы *D. triangulatus*, *C. gregarius*, а также представителей родов *Rastrites* и *Petalograptus*. В большей части Латвии этот уровень почти точно совпадает с подошвой добельской свиты. В Северной Латвии и Южной Эстонии ему соответствует подошва иклаской пачки саардеской свиты. Эталонный разрез — скв. Паровея в интервале 719—720,5 м.

Зона *D. triangulatus* в местной схеме Латвии соответствует большей нижней половине добельской свиты (черные плитчатые карбонатные глины). В северных разрезах Латвии и в Южной Эстонии к этой зоне относится вся мощная (до 62 м) толща иклаской и мергелевой пачек саардеской свиты, представленная светлыми афанитовыми известняками с прослоями серого и бурого мергеля, а также глинистыми известняками с более или менее мощными прослоями мергеля.

Зона *Demirastrites convolutus* четко прослеживается в разрезах Латвии и Литвы. Она охарактеризована богатым комплексом граптолитов, большинство которых встречается уже в нижележащей зоне и переходит в вышележащую.

Для зоны помимо вида-индекса руководящими являются *Pribylograptus leptotheca* и *Cephalograptus cometa*. Нижняя граница зоны, устанавливаемая по появлению руководящих видов зоны, литологически не выражена. Эталонным является разрез скв. Паровея в интервале 716—719 м (рис. 2).

В Латвии зоне соответствует верхняя часть добельской свиты мощностью 1—3 м, в Южной Эстонии — верхи саардеской свиты, представленные разными известняками с прослоями мергеля.

Зона *Monograptus sedgwickii* в области развития граптолитовых фаций (рис. 1) легко устанавливается по присутствию номинального вида. Комплекс зоны содержит много видов, общих с подстилальными и в меньшей степени с покрывающими отложениями. Нижняя граница зоны проводится по появлению видов из группы *M. sedgwickii*. Здесь эталонным считается разрез скв. Паровея в интервале 713,5—716,0 м (рис. 2).

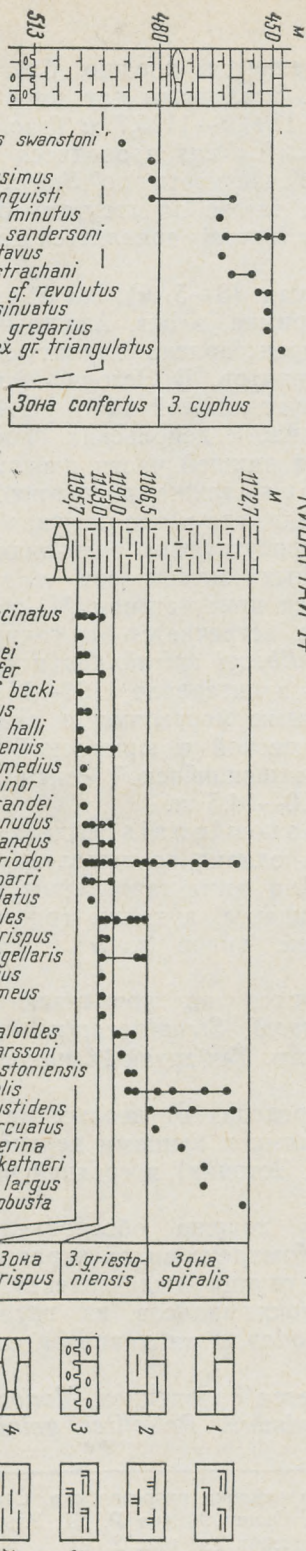
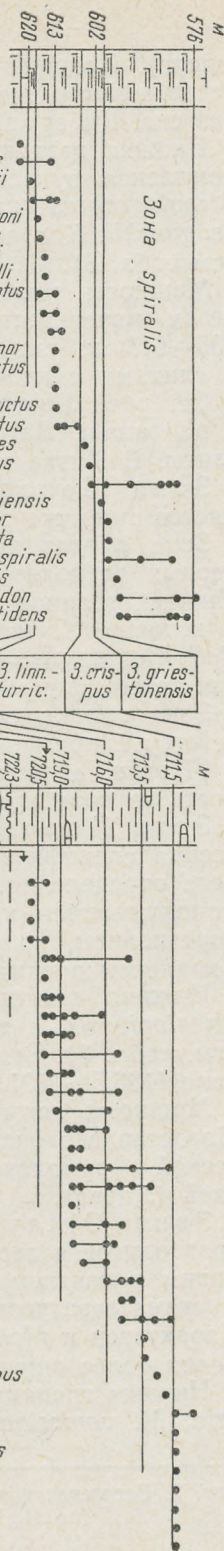
В Латвии этой зоне соответствуют самые верхние слои (1—2 м) добельской свиты, сложенные черными аргиллитами. В Средней Литве с ней сопоставляется самая нижняя часть швянчёнской свиты.

Зона *Rastrites linnaei-Spirograptus turriculatus* широко распространена в Прибалтике, причем в некоторых районах с нее начинается разрез граптолитовых отложений силура (рис. 1).

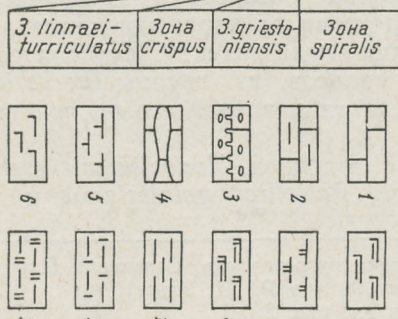
Местами, в частности в Литве, зона может быть подразделена на подзоны *linnaei* и *turriculatus*. Например, в разрезе скв. Кибартай-14, где мощность подзоны *linnaei* 1,7 м, а *turriculatus* — 1,0 м. В Латвии и Эстонии подзона *linnaei* выделяется плохо (лучше всего в скв. Ата-

Рис. 2. Расчленение и состав граптолитов некоторых разрезов лландовери. Скв. Аташиене и Стайцеле по данным Р. Ж. Ульст, скв. Кибартай и Паровея по данным И. Ю. Пашкевичюса.

1 — известняк; 2 — глинистый известняк; 3 — оолитовый известняк с поверхностью размыва; 4 — комковатый известняк; 5 — мергель; 6 — известковый мергель; 7 — глинистый мергель; 8 — домерит (доломитовый мергель); 9 — глинистый домерит; 10 — глина; 11 — известковая глина; 12 — доломитистая глина.



- Streptogr. r. runcinatus*
S. aff. exiguus
Rastrites linnaei
Streptogr. nodifer
Monograptus cf. becki
Oktavites planus
Monograptus cf. halli
Petalograptus tenuis
Oktavites intermedius
Spiragraptus minor
Monogr. cf. barrandei
Pristiograptus nudus
Monograptus pandus
Monograptus priodon
Monograptus marri
Spiragr. turriculatus
Monograptus veles
Monograptus crispus
Oktavites cf. flagellaris
Streptogr. exiguus
Petalogr. cf. palmeus
Monogr. tortilis
Okt. tullb. spiraloideus
Monocl. cf. linnaeensis
Monocl. cf. griestoniensis
Oktavites spiralis
Retiolites angustidens
Oktavites cf. arcuatus
Monocl. v. vomerina
Monocl. griest. keffneri
Pristiograptus largus
Monocl. vom. robusta



шиене). Подзона *turriculatus* выделяется хорошо благодаря частой встречаемости руководящих видов. Эталонным для зоны является разрез скв. Кибартай-14 в интервале 1193,0—1195,7 м (рис. 2).

Нижняя граница зоны *linnaei-turriculatus* проводится по появлению комплекса руководящих видов, в частности по *Spirograptus minor*, *Streptograptus runcinatus* и др., а также по отсутствию *Monograptus sedgwickii*. Как известно, *Rastrites linnaei* появляется в зоне *sedgwickii* (см табл. 3).

Мощность зоны обычно небольшая (3—5 м), но в отдельных разрезах может достигать 12 м (например, в скв. Аташиене, на глубине 606—618 м; см. рис. 2). Зона представлена глинистыми мергелями и глинами с прослоями метабентонитов. В Эстонии (скв. Охесааре) и Северной Латвии она соответствует нижней части велизеской свиты, а на западе Латвии — большей части депольских слоёв юрмалской свиты. В Литве зона соответствует нижней части швянчёнкой свиты.

Зона *Monograptus crispus* также достаточно четко выделяется в тех же районах Прибалтики, где и предыдущая зона (рис. 1).

Зона *crispus* характеризуется присутствием вида-индекса, а также первых ретиолитов и разнообразных октавитесов и монографтусов. Нижняя граница зоны определяется присутствием *M. crispus* в слоях, в которых *S. turriculatus* уже не встречается, а также появлением *Retiolites angustidens*, *Oktavites tullbergi spiraloides* и др. Эталонным считается разрез скв. Кибартай-14 в интервале 1191—1193 м (рис. 2).

Зона *crispus* слагается глинистыми мергелями и глинами и соответствует примерно середине велизеской и юрмалской свит Эстонии и Латвии, а также нижней части швянчёнкой свиты Литвы. Мощность ее колеблется в пределах 2,0—14,5 м.

Зона *Monoclimacis griestoniensis* выделяется на основе весьма специфического комплекса, однако ее выделение требует точного определения вида-индекса. Для зоны характерны частые тонкие моноклимацисы из группы вида-индекса, а также своеобразные псевдоретиолиты, но в целом комплекс видов зоны менее богат, чем комплексы предыдущих зон.

Нижняя граница зоны проводится по появлению *Monoclimacis griestoniensis*, а также *M. linnarssoni*, *Streptograptus anguinus* и др. (см. табл. 3). Эталонный разрез скв. Кибартай-14 находится в интервале 1186,5—1191,0 м (рис. 2).

Мощность зоны изменяется в пределах от первых метров до 14 м. Представлена она разными мергелями и глинами верхней части велизеской и юрмалской свит (Латвия, Эстония) и средней части швянчёнской (Литва).

Зона *Oktavites spiralis* хорошо обоснована комплексом граптолитов и легко выделяется. Комплекс видов характеризуется широким развитием октавитесов из группы вида-индекса, ретиолитесов и стоматографтусов, а также моноклимацисов из группы *vomerina*. Характерен и *Monograptus parapriodon*, хотя диапазон его распространения более широкий.

Нижняя граница зоны определяется появлением *Monoclimacis crenulata*, *M. vomerina*, *Monograptus wimani*, *Retiolites geinitzianus* и др.

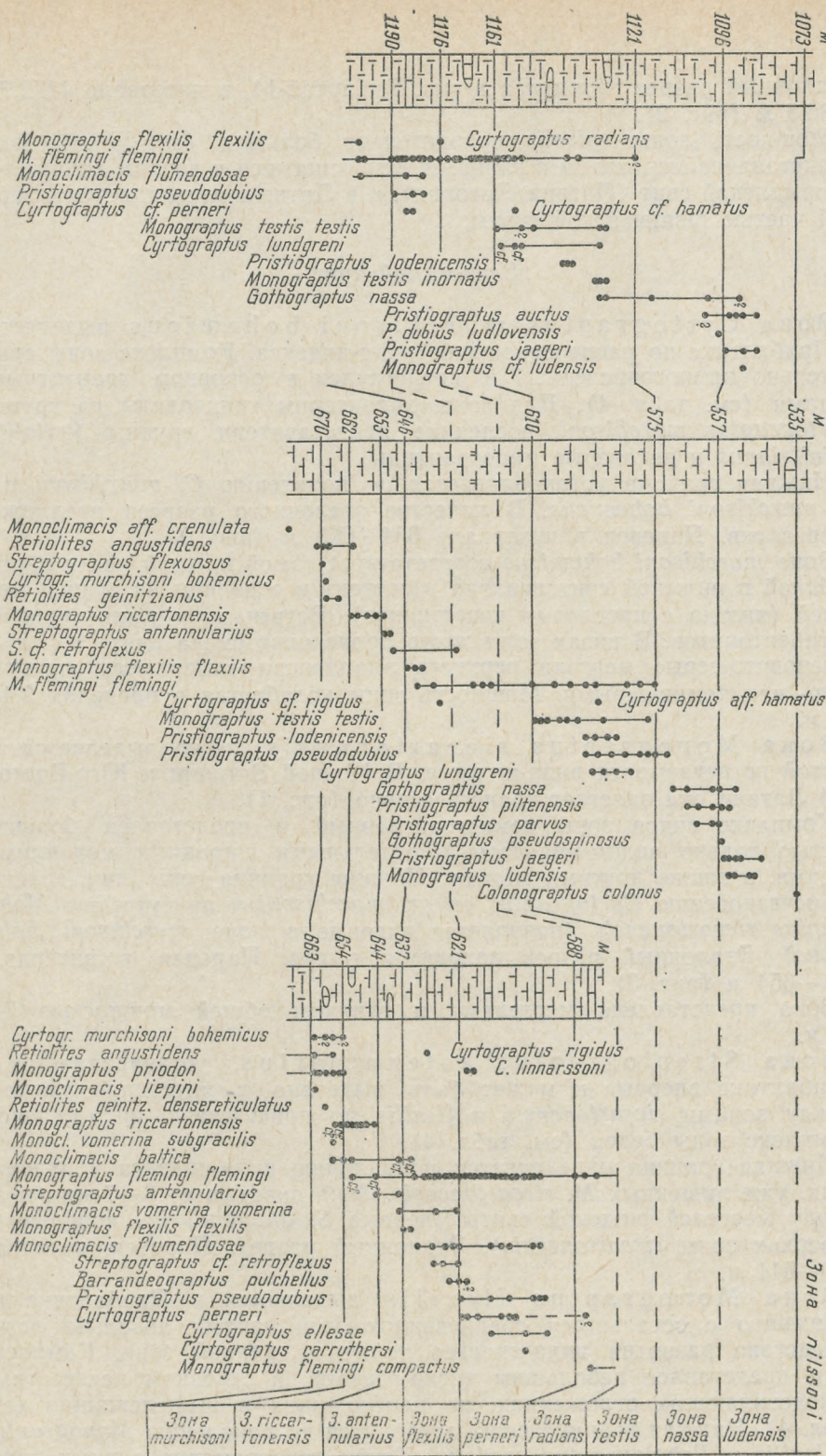
Рис. 3. Расчленение и состав граптолитов венлока разрезов скв. Стачюнай, Паровея (по И. Ю. Пашкевичусу) и Овиши-94 (по Р. Ж. Ульст).
Условные обозначения см. рис. 2.

СТАНУНАЙ

ОВИШИ-94

ПАРОВЕР

Зона nilssonii



Эталонный разрез находится в скв. Кибартай-14, в интервале 1172,7—1186,5 м (рис. 2).

Мощность зоны *spiralis* сравнительно большая (до 25 м). Зона представлена мергелями и глинами, относящимися к верхам велизеской и юрмалской свит (Латвия, Эстония), а в Литве сопоставляется с верхней частью швянченской свиты.

Венлокский ярус

Зона *Cyrtograptus murchisoni bohemicus* выделяется в Прибалтике по распространению вида-индекса. Комплекс зоны сравнительно немногочисленный и представлен в основном транзитными видами (см. табл. 4). Для зоны характерны граптолиты из группы *Cyrtograptus murchisoni*, последние представители группы *Retiolites geinitzianus* и некоторые монограптиды.

Нижняя граница устанавливается по появлению *C. murchisoni* или *C. murchisoni bohemicus*. В качестве эталонного разреза предложен разрез скв. Паровея в интервале 654—663 м (рис. 3).

Зона *murchisoni bohemicus* соответствует самой нижней части папреняйской и рижской свит венлока и состоит в основном из глин и мергелей (иногда с прослоями известняков). Встречаются также прослои метабентонитов. В низах зоны часто происходит смена цвета пород — зеленовато-серые мергели верхнего лландовери заменяются коричневатой или темно-серыми. Мощность зоны колеблется в пределах 2,4—10 м.

Зона *Monograptus riccartonensis* легко выделяется по частой встречаемости вида-индекса. В Южной Эстонии и Юго-Восточной Латвии она залегает трансгрессивно (рис. 1).

Комплекс видов зоны немногочисленный и представлен большей частью только видом-индексом и отдельными широкими моноклимацисами, а также другими видами. Нижняя граница зоны определяется по исчезновению *Cyrtograptus ex gr. murchisoni* и присутствию *Monograptus riccartonensis* (появляется впервые в зоне *murchisoni bohemicus*). Эталонный разрез находится в скв. Паровея, в интервале 644—654 м (рис. 3).

Зона представлена мергелями и глинами общей мощностью 7—18 м.

Зона *Streptograptus antennularius*, устанавливается в Прибалтике впервые и может быть выделена в интервале разреза между зонами *riccartonensis* и *flexilis* по присутствию вида-индекса. Комплекс зоны беден (см. табл. 4).

Нижняя граница определяется по наличию вида-индекса в отложениях, уже лишенных *M. riccartonensis*. Зона охватывает 3—7-метровую толщу мергелей рижской свиты (первые *S. antennularius* появляются в верхах зоны *riccartonensis*). Эталонный разрез: Паровея, интервал 637—644 м.

Зона *Monograptus flexilis* выделяется в Прибалтике по сравнению с остальными средневенлокскими зонами довольно легко вследствие развития вида-индекса только в данной зоне. Комплекс зоны представлен небольшим числом видов, в основном неизвестных в подстилающих отложениях, но переходящих в вышележащие (см. табл. 4). Нижняя граница зоны проводится по появлению *Monograptus f. flexilis* и *Pristiograptus sardous*. Почти одновременно с ними появ-

ляются и первые представители группы *Monograptus flemingi*, а также *Monoclimacis flumendosae*. Зона представлена глинами и мергелями с прослоями известняков, относящимися к середине рижской свиты. Мощность зоны в Литве колеблется обыкновенно в пределах 6,0—16,5 м, но в районе Рижской впадины превышает 20 м.

Эталонный разрез: скв. Паровея, интервал 621,5—637,0 м (рис. 3). Зона *Cyrtograptus perneri* несомненно присутствует в Прибалтике, но с трудом определяется в разрезе, так как вид-индекс этой зоны встречается редко и в единичных экземплярах, а комплекс представлен в большей своей части транзитными видами.

Нижняя граница определяется по появлению *Cyrtograptus perneri* или других циртограптид, установленных в зоне (см. табл. 4). В скважинах, где вид-индекс редок, выделение зоны условное. Эталонным считается разрез скважины Паровея в интервале 588,0—621,5 м (рис. 3). Зона *perneri* охватывает примерно среднюю часть рижской свиты. Мощность зоны 20—35 м.

Зона *Cyrtograptus radians* выделяется в Прибалтике также с трудом. Недостаточно определенно проводится нижняя граница зоны, так как вид-индекс зоны встречается редко и к тому же местами совместно с *Cyrtograptus perneri*. Нижняя граница зоны определяется по появлению вида-индекса. В большинстве разрезов зона выделяется условно (см. рис. 3) и соответствует части рижской свиты мощностью 10—15 м.

Зона *Monograptus testis* развита в Балтийской синеклизе и Латвийской седловине и хорошо выделяется во многих разрезах (рис. 1). Для зоны характерны многочисленные представители группы *M. testis* и *Cyrtograptus lundgreni* (появляется немного раньше первых). Часто встречаются также последние представители *M. flemingi* и др. (см. табл. 4). В верхней части зоны, выделенной И. Ю. Пашкевичусом (1973) в качестве подзоны *Gothograptus tenuis*, появляются разнообразные готограпты.

Нижняя граница зоны проводится по появлению *Monograptus testis*. В небольшом интервале амплитуда его распространения может перекрываться таковой *Cyrtograptus radians*. Эталонным считается разрез скважины Стачюнай в интервале 1121—1161 м (рис. 3).

Зона представлена карбонатными глинами и доломитовыми мергелями с прослоями известняков. Встречаются метабентонитовые прослойки. В верхней части зоны прослеживается маркирующий слой (1 м) микрополосчатого мергеля и известняка. Мощность зоны 17,5—45,0 м. Она увеличивается в сторону бортов синеклизы в связи с повышением карбонатности пород.

Зона *Gothograptus nassa* выделяется в Прибалтике в качестве приблизительного аналога, так называемого интеррегнума *dubius* — *nassa* (Jaeger, 1959), т. е. как слон, в которых отсутствуют типичные представители венлокской, а также лудловской фауны. Для зоны характерны в первую очередь готограпты и некоторые пристиограпты.

Нижняя граница зоны проводится по исчезновению представителей циртограптид и монограптид группы *testis* и *flemingi*. Вид-индекс зоны появляется впервые в самой верхней части зоны *testis*. Здесь в небольшом интервале оба зональных вида встречаются вместе. Граница исчезновения указанных выше граптолитов более резкая и легко улавливается, в то время как первые находки *G. nassa* редкие. Эта-

Таблица 4

Распределение граптолитов в венлоке Прибалтики

Таксоны	Зоны								
	<i>murchisoni</i>	<i>riccartonensis</i>	<i>antennularius</i>	<i>flexilis</i>	<i>perneri</i>	<i>radians</i>	<i>testis</i>	<i>nassa</i>	<i>ludensis</i>
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Retiolites angustidens</i> (Elles et Wood)	+								
<i>R. g. geinitzianus</i> Barrande	+								
<i>R. g. densereticulatus</i> Bouček	н								
<i>Gothograptus cf. eisenacki</i> Obut							в		
<i>G. tenuis</i> (Eisel)							в		
<i>G. pseudospinosus</i> (Eisel)							в		
<i>G. nassa</i> (Holm)							в	+	
<i>Plectograptus lejskoviensis</i> Bouček							в	+	н
<i>P. praemacilentus</i> Bouček et Münch								в	
<i>Pristiograptus sardous</i> (Gortani)			в	+				в	
<i>P. dubius dubius</i> (Suess)			+						
<i>P. latus</i> (Bouček)	в	+							
<i>P. ludlovensis</i> Bouček	+	+							
<i>P. meneghini</i> (Gortani)				+				в	+
<i>P. pseudodubius</i> (Bouček)				+	+	+	+	н	
<i>P. sumptuosus</i> Pribyl					в	+	н		
<i>P. lodenicensis</i> Pribyl							в	+	
<i>P. piltensis</i> Koren et Ulst								в	н
<i>P. parvus</i> Ulst								+	
<i>P. auctus</i> Rickards								+	
<i>P. jaegeri</i> Holland, Rickards, Warren								в	+
<i>P. deubeli</i> Jaeger								в	+
<i>P. curtus</i> (Elles et Wood)									н
<i>Monoclimacis deflexa</i> Bouček	+								+
<i>M. vomerina vomerina</i> (Nicholson)	+	+	+	+					
<i>M. hemipristis</i> Meneghini	+	н							
<i>M. v. robusta</i> Bouček	в	+	н						
<i>M. v. gracilis</i> (Elles et Wood)	+								
<i>M. vomerina subgracilis</i> Pribyl	+	н							
<i>M. linnarssoni</i> (Tullberg)				в	н				
<i>M. liepini</i> Obut	+	н							
<i>M. baltica</i> Obut	+	+	+	н	+	+			
<i>M. flumendosae</i> (Gortani)	+			+					
<i>Monograptus priodon</i> (Bronn)	+	н		+	+	+			
<i>M. kolihai</i> Bouček	н								
<i>M. firmus</i> Bouček	в								
<i>M. remotus</i> Elles et Wood	в								
<i>M. riccartonensis</i> Lapworth	в	+							
<i>M. jaekeli</i> Perner		в	н						
<i>M. flemingi flemingi</i> (Salter)				+	+	+	+		
<i>M. f. primus</i> Elles et Wood			в	+	+	+			
<i>M. flexilis flexilis</i> Elles				+					
<i>M. f. falcatus</i> Manck				+					
<i>M. münchi</i> Manck									
<i>M. flemingi compactus</i> Elles et Wood						+	н		
<i>M. testis testis</i> (Barrande)						в	+		
<i>M. inornatus</i> Elles							+		
<i>M. ludensis</i> Murchison							в		
<i>Barrandeograptus pulchellus</i> (Tullberg)	в	н		в	н				+
<i>Streptograptus flexuosus</i> (Tullberg)	+								

Продолжение табл. 4

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>S. antennularius</i> (Meneghini)		в	+	н					
<i>S. retroflexus</i> (Tullberg)				в	н				
<i>Cyrtograptus murchisoni</i> Carruthers	+								
<i>C. cf. insectus</i> Bouček	в								
<i>C. rigidus</i> Tullberg				в					
<i>C. solaris</i> Bouček				+					
<i>C. perneri</i> Bouček					+				
<i>C. linnarssoni</i> Lapworth				в	в				
<i>C. carruthersi</i> Lapworth				в	в	+	+		
<i>C. ellesae</i> Gortani				в	в	н	н		
<i>C. radians</i> Törnquist				в	в	+	+		
<i>C. lundgreni</i> Tullberg						в	+		
<i>C. hamatus</i> (Bailey)							+		

лонным считается разрез скв. Павилоста в интервале 885—900 м (рис. 4).

Зона представлена серыми и голубовато-серыми карбонатными глинами и мергелями с прослоями глинистых известняков и доломитов. Встречаются редкие слои метабентонитовых глин. Мощность зоны 7—17 м.

Зона *Monograptus ludensis* выделяется в Прибалтике впервые. Ее выделение связано с известной ревизией зональной стратиграфии верхов венлока в Англии (Holland, Rickards, Warren, 1969).

Комплекс видов зоны бедный, в его составе первостепенное значение имеют монографты и пристиографты (см. табл. 4.) Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса и *Pristiograptus auctus*. Последний может тоже претендовать на роль вида-индекса зоны, так как в Прибалтике он распространяется только в данной зоне. В самой нижней части зоны указанные выше два вида встречаются в небольшом интервале разреза совместно с видом-индексом нижележащей зоны. Зона представлена голубовато-серыми карбонатными глинами и мергелями с прослоями глинистых известняков и с редкими прослойками метабентонитовых глин. Мощность их 12,5—30 м. Эталонный разрез находится в скв. Павилоста, в интервале 863—885 м (рис. 4).

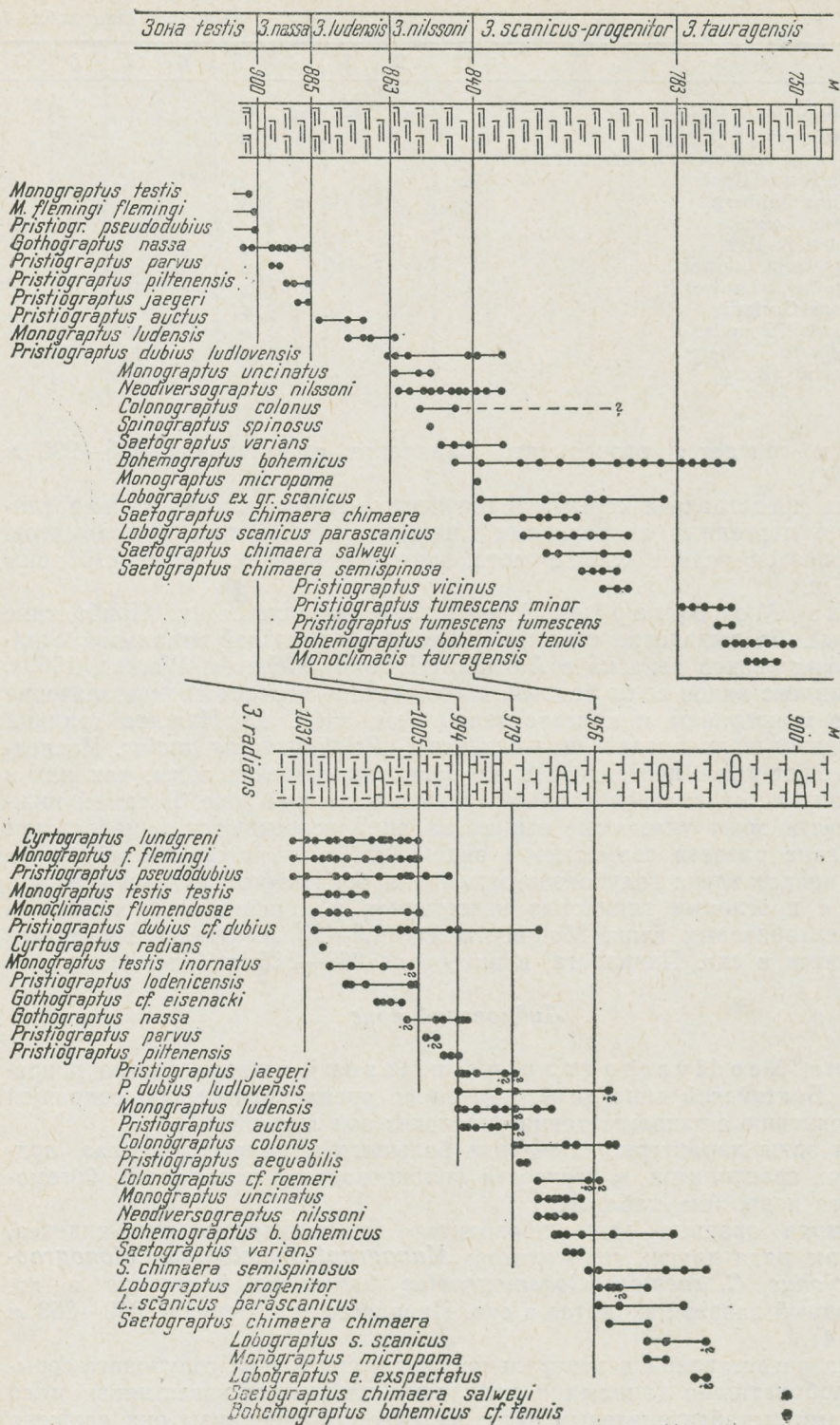
Лудловский ярус

Зона *Neodiversograptus nilssonii* развита только в пределах Балтийской синеклизы, причем ее ареал значительно сокращен по сравнению с таковым ранневенлокских зон (см. рис. 1).

Для зоны характерно появление большого комплекса так наз. лудловских граптолитов, в частности колонографтов, ситографтов, богемографтов и др. (см. табл. 5).

Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса, а также ряда других граптолитов: *Manograptus uncinatus*, *Colonograptus colonus*, *C. roemerii*, *Bohemograptus bohemicus bohemicus* и др. Эталонный разрез находится в скв. Павилоста, в интервале 840—863 м (рис. 4).

Зона представлена в центральной части синеклизы голубовато-серыми карбонатными глинами с прослоями глинистых известняков и со слоями метабентонитовых глин; на склонах синеклизы она сложена



мергелями с прослоями глинистых, часто комковатых известняков. Мощность зоны 21,3—45 м; она более мощная в центральной части синеклизы.

Зона *Lobograptus scanicus* — *L. progenitor* характеризуется комплексом лудловских граптолитов и достигает значительной мощности. Специфика зоны создается разными лобограптусами, а также линограптусами, *Monograptus micropoma* и др.

Нижняя граница зоны проводится по появлению представителей рода *Lobograptus* (группа *L. scanicus*, в частности *L. progenitor*). На этой границе в небольшом интервале разреза виды-индексы *Neodiversograptus nilssoni* и *Lobograptus progenitor* могут встречаться совместно. Эталонный разрез: скв. Павилоста, интервал 783—840 м (рис. 4).

Зона представлена голубовато-серыми карбонатными глинами с частыми прослоями глинистых известняков и с редкими тонкими слоями метабентонитовых глин. На бортах синеклизы зона состоит из голубовато-серых мергелей с прослоями и линзами комковатых известняков. Мощность зоны довольно большая — 45—103 м и увеличивается в сторону осевой части синеклизы. На бортах синеклизы в верхней части зоны граптолитовая фауна постепенно беднеет, и, наконец, полностью исчезает. В таких разрезах установить мощность зоны не представляется возможным.

В дополнение к табл. 2 следует отметить, что сопоставление верхних границ зоны *scanicus* — *progenitor* Прибалтики и зоны *invertus* Польши из-за отсутствия *L. invertus* в Прибалтике в некоторой мере условное. При сопоставлении зоны *scanicus* в разных странах необходимо иметь в виду, что ее верхняя граница проводится на разных уровнях. Прежде всего это объясняется тем, что в разных странах выше зоны *scanicus* выделяются различные зоны.

Зона *Monoclimacis tauragensis* выделена И. Пашкевичюсом (1973) вместо зоны *tumescens* Латвии и других регионов. Она развита только в центральной части синеклизы и представлена голубовато-серыми карбонатными глинами и мергелями с прослоями глинистых, часто комковатых известняков. За стратотип зоны принят разрез скважины Гаргждай-18 в интервале 1675,0—1730,2 м (рис. 5), Мощность зоны 40—62 м.

Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса. На этой границе исчезают представители рода *Lobograptus*, но *M. tauragensis* может в небольшом интервале разреза встречаться совместно с представителями рода *Lobograptus*. Что касается корреляции (см. табл. 2), то интересно добавить, что И. Ю. Пашкевичюс во время своего визита в Польшу в 1971 г.* обнаружил, что на верхней границе зоны *aversus*, в разрезе скв. Мельник (на глубине 920 м) вместе с *M. tauragensis* встречается и *M. balticus*. Таким образом, кровля зоны *tauragensis* (= основание зоны *balticus*) в Прибалтике, несомненно,

* Авторы благодарны проф. А. Урбанку, любезно предоставившему возможность изучить материал.

Рис. 4. Расчленение и состав граптолитов разрезов Павилоста (по Р. Ж. Ульст) и Шюпилай-69 (по И. Ю. Пашкевичюсу) в пределах от зоны *testis* до зоны *tauragensis* включительно.

Условные обозначения см. рис. 2.

Распределение граптолитов в верхнем силуре Прибалтики

Таксоны	Зоны						
	<i>nilsoni</i>	<i>scanicus-progenitor</i>	<i>tauragensis</i>	<i>balticus</i>	?	<i>formosus</i>	<i>lochkovensis</i>
<i>Plectograptus macilentus</i> (Törnquist)	н						
<i>Spinograptus spinosus</i> (Wood)	н						
<i>Holoretiolites erraticus</i> Eisel	+	н					
<i>Pristiograptus curtus</i> (Elles et Wood)	+	н					
<i>P. dubius ludlowensis</i> (Bouček)	+	+					
<i>P. frequens</i> Jaekel	+	+	+				
<i>P. butowicensis</i> (Bouček)		н					
<i>P. vicinus</i> (Perner)		+	в				
<i>P. fecundus</i> Pribyl			+	+		+	
<i>P. tumescens minor</i> (Wood)		в	+				
<i>P. aff. tumescens</i> (Wood)			в	н			
<i>P. dubius</i> cf. <i>thuringicus</i> Jaeger				в	+		
<i>P. kolednikensis</i> Pribyl						н	
<i>Bohemograptus bohemicus bohemicus</i> (Barrande)	+	+					
<i>B. b. tenuis</i> (Bouček)		в	+	н			
<i>Colonograptus colonus</i> (Barrande)	+	н					
<i>C. roemeri</i> (Barrande)	+	+	н				
<i>Saetograptus varians</i> (Wood)	+	н					
<i>S. chimaera chimaera</i> (Barrande)	в	+					
<i>S. c. semispinosus</i> (Elles et Wood)		н					
<i>S. c. salwey</i> (Hopkinson)		в					
<i>Monoclimacis haupti</i> (Kühne)		в	+	н			
<i>M. tauragensis</i> Paškevičius			+				
<i>M. ultimus</i> nov. var. <i>Paškevičius</i> ^						+	
<i>Colonograptus</i> (?) <i>lochkovensis</i> Pribyl							+
<i>Monograptus uncinatus</i> Tullberg	+						
<i>M. micropoma</i> Jaekel		+					
<i>M. balticus</i> Teller				+			
«M». <i>formosus</i> Bouček						+	
<i>Lobograptus progenitor</i> Urbanek		н					
<i>L. simplex</i> Urbanek		н					
<i>L. scanicus scanicus</i> (Tullberg)		в					
<i>L. s. amphistrotris</i> Urbanek		в					
<i>L. s. parascanicus</i> (Kühne)		в					
<i>L. expectatus expectatus</i> Urbanek		в					
<i>Cucullograptus</i> cf. <i>hemiaversus</i> Urbanek		+					
<i>Neodiversograptus nilsoni</i> (Barrande)	+						
<i>N. beklemishevi</i> Urbanek		в	н				
<i>Linograptus posthumus posthumus</i> (Richter)		в	+	+	+	+	+

Примечание. И. Ю. Пашкевичус (1974, рис. 1) привел *Monoclimacis ultimus* из разреза скважины Владимиров (глуб. 1738 м). Теперь же он считает, что этот материал недостаточно полный для точного определения. А. Урбанек (Urbanek, 1970) отмечает присутствие *Neosicullograptus* cf. *kozłowski* в разрезе скважины Паявонис (глуб. 841,1—5 м) совместно с *Monoclimacis ultimus*. По мнению И. Ю. Пашкевичуса, последний вид является новым вариантом.

одновозрастна с верхней границей зоны *aversus* (= основание зоны *praecornutus* в Польше по Urbanek, 1970; = кровле зоны *bohemicus* по Teller, 1969).

Зоны *nilssoni*, *scanicus* — *progenitor* и *tauragensis*, вместе взятые, соответствуют дубиской свите Литвы и Латвии.

Зона *Monograptus balticus* выделяется только в центральной части Балтийской синеклизы (рис. 1) и представлена голубовато-серыми карбонатными глинами с прослоями глинистых комковатых известняков. Стратотипом зоны следует считать разрез скважины Гаргждай-18 в интервале 1637—1675 м. Мощность зоны 35—40 м.

Нижняя граница зоны проводится по появлению *Monograptus balticus*. На этой границе виды-индексы соседних зон в весьма небольшом интервале разреза иногда встречаются совместно. В зоне *balticus* происходит дальнейшее обеднение граптолитовой фауны как на уровне рода, так и на уровне вида. В эту зону не переходят представители родов *Holoretiolites*, *Saetograpus*, *Cucullograptus*, *Neodiversograptus* и др. В ней продолжают существовать только виды наиболее широко распространенных родов (см. табл. 5) и впервые появляются роды *Neolobograptus* и *Neocucullograptus*.

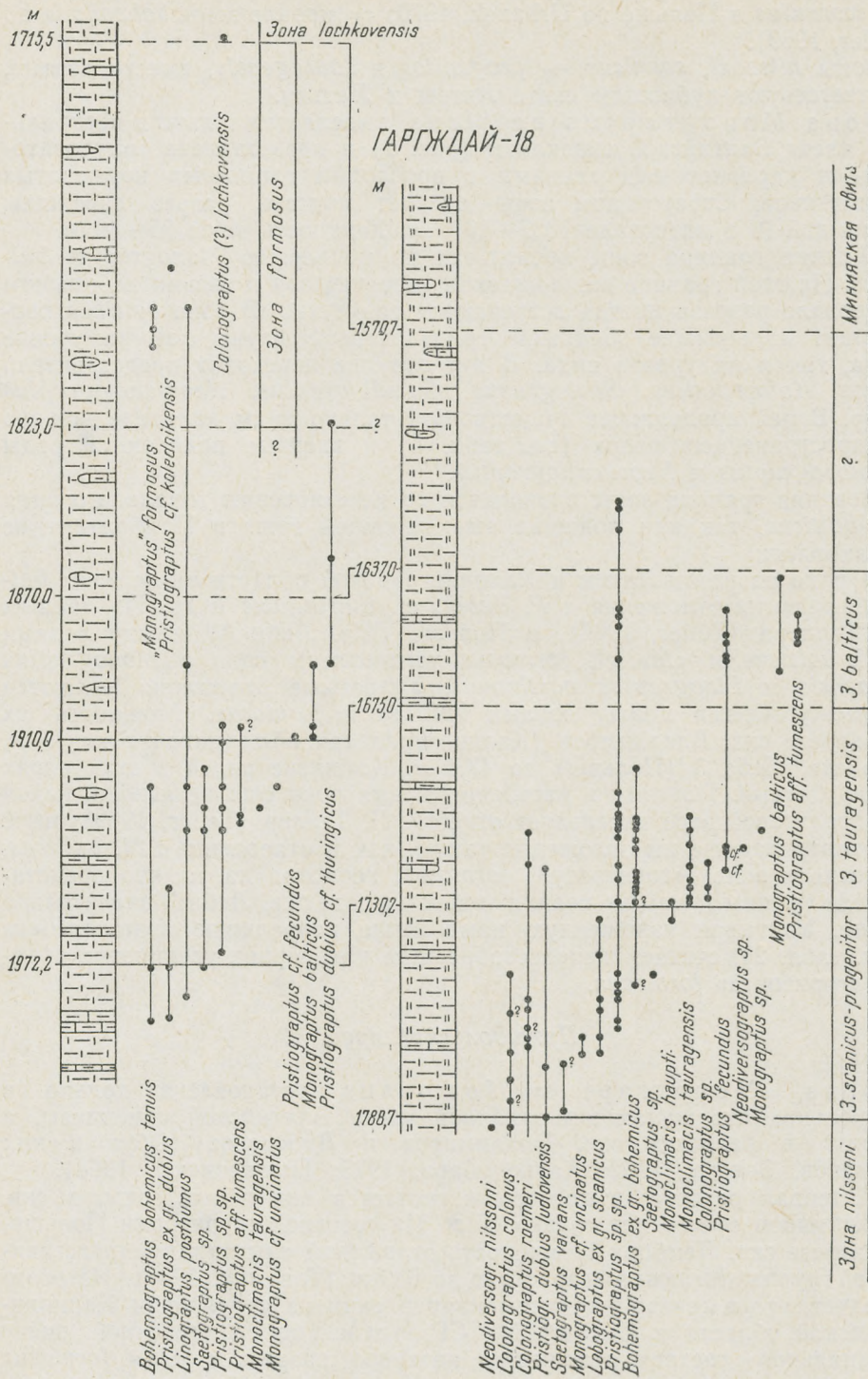
Верхняя граница зоны проводится по исчезновению зонального вида *M. balticus*, так как подошва вышележащей зоны в Прибалтике не установлена.

В ряде разрезов Литвы и Калининградской области выше зоны *balticus* развиты отложения с *P. dubius* cf. *thuringicus* и др. По данным Л. Теллера (Teller, 1966), в Польше (скв. Леба 3) между слоями с *M. balticus* и «М». cf. *formosus* установлены слои с *Monograptus lebaensis* и *Linograptus posthumus*. Указанные отложения являются промежуточными между зонами *balticus* и *formosus*. Мощность их в разрезе скв. Владимиров (Калининградская обл.) доходит до 47 м, а в скв. Леба 3 (Польша) до 47,4 м. Комплекс видов в этих слоях очень бедный. Поэтому в настоящее время пока еще не ясно, к какой граптолитовой зоне их следует отнести. Л. Теллер (Teller, 1969) отнес рассматриваемые им отложения также, как и отложения с *M. balticus*, условно к зоне («горизонту») *formosus*, несмотря на то, что представители группы *formosus* появляются в разрезе скв. Леба 3 значительно выше. Учитывая изложенную нами выше корреляцию зоны *balticus* (см. табл. 2), считаем нецелесообразным чрезмерное увеличение объема «горизонта» *formosus*.

Пржидольский ярус

Зона «*Monograptus*» *formosus* установлена только в нескольких скважинах юго-западной части Балтийской синеклизы, а именно в разрезах скв. Владимиров и Дубовское (Обут в кн.: Романов, Зотова, 1962; Кальо, Сарв, 1975; Пашкевичюс, 1968).

Интервал разреза, в котором встречается вид-индекс зоны, в скв. Владимиров составляет только 15 м. На соседней территории Польши, в разрезе скв. Лемборк 1, мощность отложений с остатками представителей группы *formosus* возрастает до 689 м (Tomczyk, 1968). Из этого следует, что в северо-восточном направлении на территории Калининградской области и Литовской ССР, также при постепенной смене фациального состава отложений, интервал разреза с «М.» *formosus* постепенно уменьшается и сменяется отложениями без остатков грап-



толлитов. Исходя из этого, в указанном разрезе подошва зоны условно проведена ниже распространения вида-индекса зоны (рис. 5).

Зона представлена голубовато-серыми карбонатными глинами с редкими прослоями глинистых известняков.

Зона *formosus* представляет собой первую зону пржидольского яруса, однако Г. Егер (Jaeger, 1967) предполагает, что основная часть интервала вертикального распространения группы «М». *formosus* следует отнести к копанинским слоям, т. е. к лудловскому ярусу. В пржидольском ярусе эта группа граптолитов только заканчивает свое существование. В Польше зона *formosus* грубо соответствует «горизонту» «М». *formosus*, а в Чехословакии — зоне *Monoclimacis ultimus*. Однако мы не совсем уверены в том, что границы сопоставляемых подразделений являются đồngовозрастными (см. предыдущую зону).

Толща, начинающаяся с зоны *balticus* и заканчивающаяся зоной *formosus*, сопоставляется в Южной Прибалтике с отложениями пагея, являющиеся одновозрастными (см. предыдущую зону).

Зона *Colonograptus* (?) *lochkovensis* установлена И. Пашкевичюсом (1973) условно (без верхней границы) в разрезах двух скважин юго-западной части Балтийской синеклизы (скважина Владимирова и Таураге). Она представлена голубовато-серыми карбонатными глинами с прослоями глинистых, комковатых известняков. Мощность зоны около 80 м. Комплекс видов граптолитов зоны в Прибалтике чрезвычайно бедный — установлены лишь вид-индекс и некоторые неопределенные формы.

Нижняя граница проводится по появлению *Colonograptus* (?) *lochkovensis*, а верхняя не установлена, так как в вышележащих слоях граптолиты отсутствуют.

В разрезе скв. Таураге уровень находки *C.* (?) cf. *lochkovensis* относится к нижней части минияской свиты. В ней встречается еще много остатков брахиопод, бивальвий, гастропод, остракод и других групп, позволяющих обосновывать отнесение этих слоев к минияской свите.

Приведенный выше обзор граптолитовых зон Прибалтики является первой попыткой обобщения соответствующего материала по региону в целом. Авторы вполне понимают, что им не удалось достигнуть по всем вопросам желаемого результата. Несомненно, что дальнейшее усовершенствование зональной стратиграфической схемы по граптолитам является одной из актуальных задач последующих исследований. В данной статье очень мало затрагивались вопросы корреляции граптолитовых и раковинных фаций. И этот крайне важный, но часто дискуссионный вопрос должен быть более полно освещен в последующих работах.

ЛИТЕРАТУРА

- Гайлите Л. К., Рыбникова М. В., Ульст Р. Ж. Стратиграфия, фауна и условия образования силурийских пород Средней Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967. 304 с.
- Жамойда А. И. (ред.). Проект стратиграфического кодекса СССР. Второй вариант. Ленинград. Всес. науч.-исслед. геол. ин-т, 1974. 42 с.
- ✓ Кальо Д. О границе лландовери и венлока в Прибалтике. — Тр. Ин-та геол. АН Эст. ССР», 1962, вып. 10, с. 97—113.

Рис. 5. Расчленение и состав граптолитов разрезов Владимиров и Гаргждай-18 в пределах от зоны *nilssoni* до зоны *formosus* (по И. Ю. Пашкевичюсу).
Условные обозначения см. на рис. 2.

- Кальо Д. О возрасте нижних горизонтов силура Эстонии. — «Иzv. АН ЭССР, Хим. Геол.», 1967, вып. 16, с. 62—68.
- Кальо Д. Граптолиты. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», 1970, с. 179—185.
- Кальо Д. Стратиграфическая схема и корреляция силура Эстонии. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», 1970, с. 192—204.
- Кальо Д., Вингисаар П. О разрезе райккюлаского горизонта на южной окраине Эстонии. — «Иzv. АН ЭССР, Хим. Геол.», 1969, вып. 18, с. 270—277.
- Кальо Д., Сарв Л. Расчленение верхнего силура в разрезе скв. Дубовское (Калининградская обл.). — «Иzv. АН ЭССР, Хим. Геол.», 1976, вып. 25, с. 325—333.
- Корень Т. Н., Кальо Д. Л. Граптолитовая зональная шкала силура. — В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, АН ЭССР, 1976, с. 64—84.
- Обут А. М. Граптолиты силура в керне буровой скважины 64-Р Алуксне (Северная Латвия). — «Тр. Ин-та геол. и полезн. ископ. АН Лат. ССР», 1958, вып. 2, с. 49—68.
- Обут А. М. Гемихордовые. — В кн.: Основы палеонтологии. Иглокожие гемихордовые, погонофоры и щетинкочелюстные. М., «Недра», 1964, с. 279—337.
- Пашкевичус И. Ю. Силур (S). — В кн.: Краткий очерк геологии Литовской ССР. Вильнюс, АН Лит. ССР, 1959, с. 23—30.
- Пашкевичус И. Ю. Стратиграфия силура (Готландия) Южной Прибалтики. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1960, вып. 5, с. 159—169.
- Пашкевичус И. Ю. Стратиграфическая ревизия силурийских карбонатных отложений Южной Прибалтики. — В кн.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, АН Лит. ССР, 1963, с. 385—405.
- Пашкевичус И. Ю. Зональное расчленение нижнесилурийских отложений Литвы. — В кн.: Геология и нефтеносность палеозоя Южной Прибалтики. Вильнюс, 1965, с. 40—49.
- Пашкевичус И. Ю. Биостратиграфия и корреляция силурийских терригенных и карбонатных отложений Южной Прибалтики. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис». 1968, с. 250—272.
- Пашкевичус И. Ю. Биостратиграфия, корреляция и граптолиты ордовикских и силурийских отложений Южной Прибалтики. Автореф. дисс. Вильнюс, Гос. универ., 1973. 68 с.
- Пашкевичус И. Ю. Граптолиты и зональное расчленение лудловских отложений в Прибалтике. — В кн.: Граптолиты СССР. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 122—133.
- Романов Ф. И., Зотова А. И. Южно-Калининградская (Нивенская) опорная скважина (Калининградская область) — «Тр. Всесоюз. нефт. научн.-иссл. геол.-разв. ин-та», 1962, 197 с.
- Степанов Д. Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований. — «Тр. Всесоюз. нефт. научн.-иссл. геол.-разв. ин-та», 1958, вып. 113. 180 с.
- Ульст Р. Ж. Граптолитовые зоны силура Латвийской ССР. — «Иzv. АН Латв. ССР», 1964, № 10, с. 39—49.
- Ульст Р. Ж. Биостратиграфия и корреляция силура Средней Прибалтики. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Минтис, 1968, с. 215—249.
- Ульст Р. Ж. Стратиграфия силурийских отложений разреза скважины Хольдре. — «Палонт. и страт. Прибалтики и Болеруссии», 1970, вып. 2, с. 315—323.
- Ульст Р. Ж. Лландоверийские отложения Северной Латвии и их корреляция. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 71—85.
- Ульст Р. Ж. Последовательность пристиограптов в пограничных отложениях венлока и лудлова в Средней Прибалтике. — В кн.: Граптолиты СССР. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 105—122.
- Berry, W. B. N., Boucot, A. I. Correlation of the North American Silurian Rocks. — «Geol. Soc. Amer., Spec. paper», 1970, vol. 102, 289 p.
- Cocks, L. R. M., Holland, C. H., Rickards, R. B., Strachan, I. A correlation of Silurian rocks in the British Isles. — «J. geol. Soc. London», 1971, vol. 127, p. 103—136.
- Holland, C. H., Rickards, R. B., Warren, P. T. The Wenlock graptolites of the Ludlow district, Shropshire, and their stratigraphical significance. — «Palaeontology», 1969, vol. 12, p. 663—683.
- Jaeger, H. Graptolithen und Stratigraphie des jüngsten Thüringer Silurs. — «Abh. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Geol., Biol.», 1959, Bd. 2, S. 1—197.
- Jaeger, H. Preliminary stratigraphical results from graptolite studies in the Upper

Silurian and Lower Devonian of South-eastern Australia. — «J. geol. Soc. Australia», 1968, vol. 14, p. 281—286.

— Paškevičius, J. Lietuvas TSR teritorijos apatinio siluro (landoverio ir uenlokio) stratigrafinė schema. — «Viln. Univ. Mokslo darbai, biol., geogr. geol.», 1958, vol. 5, 235—251.

— Teller, L. Graptolite fauna and stratigraphy of the Ludlovian deposits of the Chelm borehole, Eastern Poland. — «Studia geol. Polonica», 1964, vol. 13, 88 p.

— Teller, L. Two new species of Monograptidae from the Upper Ludlowian of Poland. — «Bull. Akad. Polon. sci. Cl. II.», 1966, vol. 14, p. 553—558.

— Teller, L. The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites. — «Acta geol. Polon.», 1969, vol. 19, p. 393—501.

— Tomczyk, H. Stratigrafia syluru w obszarze nadbaltyckiem Polski na podstawie wiercen. — «Kwart. geol.», 1968, t. 12, p. 15—34.

— Urbanek, A. On the morphology and evolution of the Cucullograptinae (Monograptidae, Graptolithina). — «Acta palaeont. Polon.», 1966, vol. 11, p. 291—544.

— Urbanek, A. Neocucullograptinae n. subfam. (Graptolithina) — their evolutionary and stratigraphic bearing. — «Acta palaeont. Polon.», 1970, vol. 15, p. 163—388.

Институт геологии Академии наук СССР
Вильнюсский госуниверситет им. В. Капсукаса
Всесоюзный научно-исследовательский институт
морской геологии и геофизики. Рига

BALTI SILURI GRAPTOLIIDITSOONID

D. KALJO, J. PASKEVIČIUS, R. ULST

Resümee

Artiklis esitatakse Eesti, Läti ja Leedu materjalide alusel Balti siluri regionaalne graptoliiditsoonide stratigraafiline skeem (tab. 2). Tabel 1 annab varasemate skeemide võrdluse, tabelid 3—5 graptoliitide leviku vastavalt ländouveris, uenlokis ja ülemsiluris. Joonisel 1 on näidatud olulisemate graptoliiditsoonide levikuala. Joonistel 2—5 esitatakse andmed graptoliitide leviku kohta valitud puurläbilõigetel.

GRAPTOLITE ZONES OF THE EAST BALTIC SILURIAN

D. KALJO, J. PASKEVIČIUS, R. ULST

Summary

The article gives a brief account of a generalized graptolite zonation of the East Baltic Silurian and correlation with standard and Polish zonations (see Tab. 2). The zonation is based on the data obtained from Estonia, Latvia and Lithuania. Much attention is paid to defining the lower boundary of each zone. Table 1 gives the comparison of previous zonations, tables 3—5 — the stratigraphic distribution of graptolites in the Llandoveryan, Wenlockian and Upper Silurian (Ludlovian + Pridolian), respectively. Figure 1 represents the areas of the distribution of the most important graptolite zones. The following legends have been used:

1 — line of erosion (limits of present-day distribution of Silurian rocks), 2 — area of distribution of the *cyphus* Zone, 3 — that of zones *sedgwickii* to *spiralis*, 4 — that of the *riccartonensis* Zone, 5 — that of the *nilssoni* Zone, 6 — that the *balticus* Zone, 7 — limits of the distribution area of a zone coinciding with the limits of the present-day distribution of the corresponding geological unit, 8 — borehole.

Figures 2—5 represent the distribution of graptolites in a number of well sequences. The following legends have been used:

1 — limestone, 2 — marly (clayey) limestone, 3 — oölitic limestone with discontinuity surface, 4 — nodular marly limestone, 5 — marl, 6 — calcareous marl, 7 — clayey marl, 8 — dolomitic marl (domerite), 9 — clayey domerite, 10 — clay, 11 — calcareous clay, 12 — dolomitic clay.

*Institute of Geology, Academy of Sciences of the ESSR
Vilnius State University*

All-Union Research Institute of Marine Geology and Geophysics

ЗОНАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИТИНОЗОЙ В ЯАНИСКОМ ГОРИЗОНТЕ (ВЕНЛОК ЭСТОНИИ) И ПРОБЛЕМА ЕГО ГРАНИЦ

✓ В. В. Нестор

Согласно современной схеме Северной Прибалтики (Кальо, ред., 1970; Аалоз и др., 1976) в яаниский горизонт в Средне-Эстонском структурно-фациальном районе включены мергели парамаяской свиты, разделенные на две толщи вклинивающимися в них известняками ниназеской свиты. В Южно-Эстонском структурно-фациальном районе в яаниский горизонт отнесена (Аалоз, Кальо, 1962) мощная (в скв. Охесааре около 140 м) толща сравнительно однородных аргиллитов и мергелей. Нижняя часть этой толщи с многочисленными остатками граптолитов выделена указанными выше авторами в качестве тыллаской пачки. Однако до сих пор еще не была разработана палеонтологически обоснованная корреляция этой монотонной толщи со стратотипическими разрезами парамаяской и ниназеской свит. Изучение стратиграфического распространения хитинозой в разрезах яаниского горизонта позволило заполнить этот пробел. Одновременно разрабатывалась и предварительная схема зонального расчленения яаниского горизонта по хитинозоям. Выяснилось, что верхняя, преобладающая часть толщи мергелей (отложения, залегающие в скважине Охесааре выше глубины 300,0 м и в скважине Рухну выше глубины 414,0 м) залегает в стратиграфическом отношении выше слоев, слагающих яаниский горизонт в привыходном районе.

Автор признателен Р. Эйнасто за оказанную ему помощь при полевых работах и за предоставленные литологические колонки буровых разрезов, а также Д. Марк за помощь при обработке проб.

Настоящая работа основывается на изучении 215 проб, отобранных из кернов буровых скважин Охесааре, Рухну, Кипи, Варбла, Пулли I, Пулли II и Тылла (160 из них приведены на рис. 2) и 17 проб из стратотипических обнажений Парамая, Ниназе и Суурику (см. рис. 1 и 2). Буровые скважины Пулли I и Пулли II пробурены на расстоянии приблизительно 200 м друг от друга: первая на клиффе Пулли (= Ойу), вторая у его подножия. Сопоставление их разрезов по литологическим признакам произведено Э. Клааманном. Яаниский горизонт рассматривается в настоящей работе в объеме, определенном А. Аалоз (1960) в стратотипическом районе. В соответствии с этим, а также по техническим причинам на рис. 2 изображена только нужная для корреляции часть разрезов скважин Охесааре и Рухну, охватывающая лишь нижнюю половину толщи до сих пор относимой к яанискому горизонту. На рис. 2 показано распространение в разрезах большинства

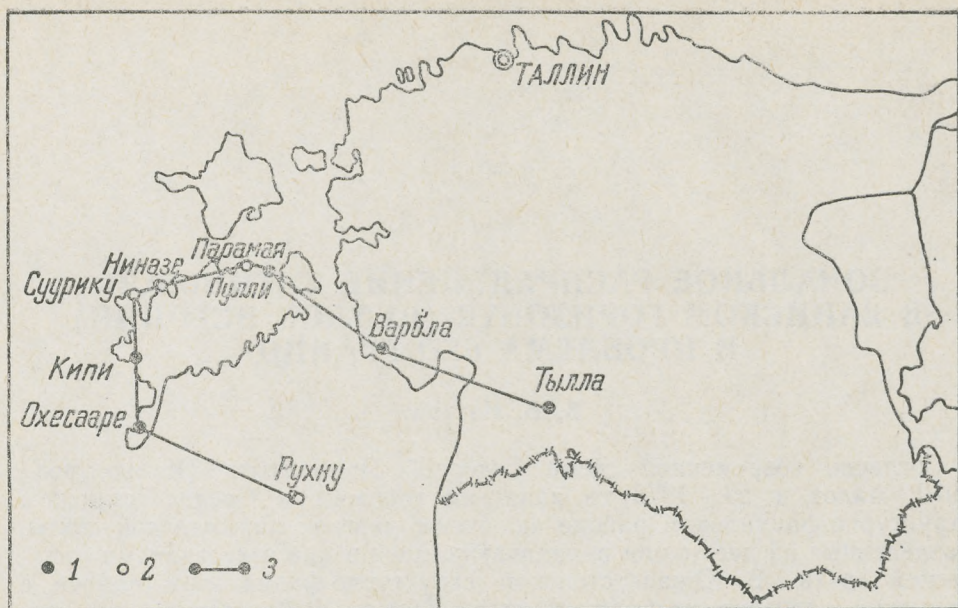


Рис. 1. Схема расположения изученных буровых скважин и обнажений.
1 — буровые скважины; 2 — обнажения; 3 — профиль сопоставления разрезов.

видов хитинозой; не указаны *Ancyrochitina ancyrea* и *A. primitiva*, встречающиеся почти по всему разрезу силура Эстонии, а также некоторые редко встречающиеся виды.

В последнее время считают, что нижняя граница яаниского горизонта совпадает с подошвой зоны *Cyrtograptus murchisoni*, залегающей в разрезе скв. Охесааре на глубине 345,8 м (Кальо, 1962, 1970). Однако при этом отсутствовали четкие критерии для установления этой границы в тех разрезах, где граптолиты не встречались. Она проводилась там или условно по определенным прослоям метабентонитов (Аалое, 1962, 1970), или по смене некоторых видов остракод и брахиопод (Эйнасто и др., 1972). В данной статье нижняя граница проводится в изученных разрезах по появлению *Margachitina margaritana*, исходя из того, что соответствующий уровень в разрезе скв. Охесааре достаточно точно совпадает с подошвой зоны *Cyrtograptus murchisoni* (см. Мянниль, 1970).

Зональное расчленение яаниского горизонта по хитинозоям

Исходя из распределения видов хитинозой, сводный разрез яаниского горизонта можно расчленить на четыре части ($J_1^I \dots J_1^{IV}$), рассматриваемые здесь как слои с соответствующими характерными видами. За эталонный разрез для всех подразделений принят керн скв. Варбля. Ниже приводится краткая характеристика этих подразделений, начиная с нижнего.

Слой с *Margachitina margaritana* и *Angochitina longicollis* (J_1^I) выделяются в низах горизонта, охарактеризованных совместным распространением названных видов (см. Мянниль, 1970). В скв. Варбля

The diagram is a geological cross-section of the Kizil-Yul section in the Tashkent region. It features several stratigraphic columns with various symbols representing different geological units and features. The columns are labeled with names in Cyrillic: ОХЕСААРЕ, КИПИ, ПАРАМАЯ, СУУРИКУ, НИНАЗЕ, ПУЛЛИ I, ПУЛЛИ II, ВАРБЛА, and ТЫЛА. The columns are numbered 1 through 23, corresponding to the legend on the right. The legend includes symbols for various geological units and features, such as different types of rocks, faults, and stratigraphic boundaries. The columns are connected by dashed lines, indicating the continuity of the geological units across the section. The diagram also shows various stratigraphic boundaries and features, such as faults and stratigraphic columns. The columns are numbered 1 through 23, corresponding to the legend on the right. The legend includes symbols for various geological units and features, such as different types of rocks, faults, and stratigraphic boundaries. The columns are connected by dashed lines, indicating the continuity of the geological units across the section.

- | | |
|------|------|
| □ 1 | ○ 24 |
| ■ 2 | T 25 |
| ▣ 3 | ⋈ 26 |
| ▤ 4 | |
| ◇ 5 | ▢ 27 |
| ◆ 6 | ▣ 28 |
| ◈ 7 | ▤ 29 |
| ○ 8 | ▥ 30 |
| ◐ 9 | ▦ 31 |
| ◑ 10 | ▧ 32 |
| ● 11 | ▨ 33 |
| ◐ 12 | ▩ 34 |
| ⊕ 13 | ▪ 35 |
| ▽ 14 | ▫ 36 |
| ▼ 15 | ▬ 37 |
| ▽ 16 | |
| ▽ 17 | |
| ▲ 18 | |
| △ 19 | |
| ▲ 20 | |
| ▲ 21 | |
| ⚡ 22 | |
| E 23 | |

эти слои охватывают интервал примерно в 131—137 м. *Angochitina longicollis* переходит в низы яниского горизонта из адавереского, причем верхняя граница его распространения соответствует в скв. Охесааре кровле зоны *Cyrtograptus murchisoni* (гл. 338 м; Кальо и др., 1970). Кроме *Angochitina longicollis* в слои J₁^I из адавереского горизонта переходят еще *Conochitina proboscifera*, *Eisenackitina dolioliformis*, *Desmochitina densa* и местами *Conochitina* cf. *acuminata*. В рассматриваемых самых нижних слоях яниского горизонта встречаются еще *Gotlandochitina* sp. 1, *Angochitina* sp. 1, A. sp. 2, *Conochitina* aff. *visbyensis*. В разрезе скважины Пулли II встречены *Pterochitina macroptera*, *Conochitina* cf. *flamma* и C. cf. *leptosoma*. Верхняя граница этих слоев определяется по исчезновению *Angochitina longicollis*.

Слои с *Conochitina proboscifera* и *Margachitina margaritana* (J₁^{II}) отличаются от нижележащих отсутствием отмеченных выше представителей ангохитин, а также готландохитин. Верхняя граница слоев J₁^{II} проводится по исчезновению вида-доминанта *Conochitina proboscifera*, появляющегося в разрезе начиная с середины велизеской свиты адавереского горизонта. В скв. Варбла эти слои выделяются в интервале 125—131 м.

Слои J₁^{II} соответствуют зоне *Monograptus riccartonensis*, охватывающей в разрезе Охесааре интервал 331—338 м (Кальо, 1970). Слои J₁^I и J₁^{II}, вместе взятые, в южных разрезах (Охесааре, Тылла) соответствуют нижней половине тыллаской пачки, а в привыходных разрезах (по данным скважины Кипи) — части парамаяской свиты, залегающей под ниназеской свитой (по схеме Аалоз, 1970).

Слои с *Conochitina* cf. *claviformis* и *Conochitina* cf. *mamilla* (J₁^{III}). В основании данных слоев происходит смена видов-доминантов: вместо *Conochitina proboscifera* массового развития достигает *Conochitina* cf. *claviformis*. Последний вид встречается в нижележащих отложениях

Рис. 2. Сопоставление изученных разрезов яниского горизонта.

Распространение характерных видов хитиноз: 1 — *Conochitina proboscifera* Eisenack; 2 — *Conochitina* cf. *claviformis* Eisenack; 3 — *Conochitina* cf. *tuba* Eisenack; 4 — *Conochitina* aff. *pachycephala* Eisenack; 5 — *Eisenackitina dolioliformis* Umnova; 6 — *Conochitina* cf. *mamilla* Laufeld; 7 — *Conochitina* aff. *visbyensis* Laufeld; 8 — *Margachitina margaritana* (Eisenack); 9 — *Desmochitina densa* Eisenack; 10 — *Pterochitina macroptera* Eisenack; 11 — *Desmochitina acollaris* Eisenack; 12 — *Desmochitina* sp.; 13 — *Linochitina cingulata* (Eisenack); 14 — *Angochitina longicollis* Eisenack; 15 — *Gotlandochitina* sp.; 16 — *Gotlandochitina martinssoni* Laufeld; 17 — *Gotlandochitina spinosa* (Eisenack); 18 — *Ancyrochitina* cf. *tomentosa* Taugourdeau & Jekhowsky; 19 — *Ancyrochitina clathrospinosa* Eisenack; 20 — *Ancyrochitina* cf. *gutnica* Laufeld; 21 — *Clathrochitina* cf. *clathrata* Eisenack; 22 — цепочные формы *Ancyrochitina* sp.; 23 — *Estiastra* sp. (акритарх); 24 — присутствие видов в массовом количестве; 25 — пробы, не содержащие микрофоссилий; 26 — интервал распространения «аберрантных» форм *Margachitina margaritana*.

Легенда литологической колонки: 27 — известняк и доломитистый известняк; 28 — доломит и известковый доломит; 29 — мергель; 30 — доломитистый мергель; 31 — доломитовый домерит; 32 — известковый домерит; 33 — глина (в сочетании с другими знаками обозначает глинистость); 34 — доломитизированный биогермный известняк; 35 — комковатая текстура; 36 — волнистая текстура; 37 — поверхность перерыва.

- I — слои с *Margachitina margaritana* и *Angochitina longicollis* (J₁^I);
- II — слои с *Conochitina proboscifera* и *Margachitina margaritana* (J₁^{II});
- III — слои с *Conochitina* cf. *claviformis* и *Conochitina* cf. *mamilla* (J₁^{III});
- IV — слои с *Ancyrochitina* cf. *tomentosa* и *Desmochitina acollaris* (J₁^{IV});
- V — слои с *Linochitina cingulata* и *Clathrochitina* cf. *clathrata*.

местами (Кипи, Пулли II) уже в виде единичных экземпляров. Кроме исчезновения большинства видов хитинозой, характерных для разреза нижнего венлока (см. рис. 2), границу между J_1^{II} и J_1^{III} маркирует появление *Conochitina* cf. *tamilla*. Видовой состав хитинозой слоев J_1^{III} бедный. Кроме названных видов здесь обнаружено только *Margachitina margaritana*, *Desmochitina desna* (скв. Охесааре, Рухну) и в низах этих слоев местами (обн. Суурику, Ниназе) *Pterochitina macroptera*. Встречаются также единичные экземпляры *Conochitina leptosoma* (скв. Варбла), *C. aff. visbyensis* (скв. Пулли II) и *Rhabdochitina* ? sp. (скв. Охесааре, Рухну). В рассматриваемых слоях обнаружены первые фрагменты меростомат (в скв. Рухну, Охесааре, Пулли II). В разрезе Варбла слои J_1^{III} выделяются в интервале 115—125 м.

Наличие *Conochitina* cf. *tamilla* в разрезе стратотипического обнажения ниназеской свиты — Ниназе, а также в обнажении Суурику позволяет коррелировать их именно с этими слоями яаниского горизонта.

В скв. Охесааре основание слоев J_1^{III} приблизительно совпадает с появлением в разрезе *Pristiograptus sardous* (гл. 331 м по Кальо, 1970). Рассматриваемые слои соответствуют в Южно-Эстонском структурно-фациальном районе (скв. Охесааре, Тылла) верхней половине тыллаской пачки и низам парамаяской свиты, а в Средне-Эстонском (скв. Кипи) — нижней половине ниназеской свиты.

Слои с *Ancyrochitina* cf. *tomentosa* и *Desmochitina acollaris* (J_1^{IV}) характеризуются не только номинальными видами и появлением *Conochitina* cf. *tuba*, *Ancyrochitina clathrospinoso* и *Desmochitina* sp., но также отсутствием *Conochitina* cf. *tamilla*. Следует отметить, что все эти виды встречаются сравнительно редко. В массовом количестве в данных слоях представлен лишь *Conochitina* cf. *claviformis*. В разрезе скважины Варбла слои J_1^{IV} выделяются в интервале 91—115 м.

В основании слоев J_1^{IV} в скважине Охесааре (гл. 311,7 м) встречен *Monograptus flexilis* (Кальо, 1970).

В яаниском горизонте нами найдены некоторые «аберрантные формы» *Ancyrochitina* — оболочки, встречающиеся в цепочках и иногда отличающиеся гигантизмом. В их распределении можно также проследить определенную закономерность. Они найдены в разрезе силура Эстонии главным образом в пределах слоев J_1^{III} и J_1^{IV} (скв. Рухну, Варбла, Кипи, Пулли I, обн. Тылла). Один «аберрантный» экземпляр того же вида изображен А. Эйзенаком (Eisenack 1968; табл. 24, фиг. 13) из обнажения Парамая. В скв. Рухну, приблизительно с середины слоев J_1^{IV} (выше глубины 420 м) в разрезе почти непрерывно присутствуют аберрантные цепочки *Margachitina margaritana* (Nestor, Vrona, in press).

С подошвы слоев J_1^{IV} почти во всех разрезах заметно повышается численность микробентоса. Часто встречаются дендроидеи (скв. Пулли I, Пулли II, Варбла, Рухну, обн. Парамая). В верхах слоев (скв. Кипи, Пулли I) обнаружены фрагменты меростомат и меланосклериты. Изредка обнаруживаются крупные акритархи (*Sphaeromorphitae*), причем особенно следует отметить находки *Estiastra* sp. в обн. Парамая и в верхней части разреза скв. Пулли I.

Комплекс микрофоссилий, установленный в разрезе стратотипического обнажения Парамая, указывает на его соответствие верхней

части слоев J_1^{IV} . В скв. Кипи слоям J_1^{IV} соответствуют верхняя половина ниназеской свиты и вышележащие мергели, которые А. Аалоз (1970, рис. 65) принял за верхнюю толщу парамаяской свиты. Отсюда следует, что обнажение Парамая располагается в сводном разрезе яаниского горизонта выше, чем стратотипический разрез ниназеской свиты, как это и было принято А. Аалоз раньше (Аалоз, 1961).

Таким образом, в районе выходов разрез яаниского горизонта заканчивается слоями, содержащими хитинозой слоев J_1^{IV} . В низах яагарахуского горизонта по данным изучения проб из скважины Кипи (слои, залегающие выше глубины 97,4 м) и обнажений Каанди и Пюссина в этом районе не наблюдается обновления фауны хитинозой, а отмечается лишь ее обеднение до полного их исчезновения. В то же время в Южно-Эстонском структурно-фациальном районе к яанискому горизонту в объеме, принятом А. Аалоз и Д. Кальо (1962), отнесена еще мощная толща мергелей, достигающая в скв. Охесааре 95,4 м (интервал 204,9—300,3 м) и в скв. Рухну 82 м (интервал 332,0—414,0 м). То есть, представленная в районе выходов часть разреза яаниского горизонта составляет лишь нижнюю $\frac{1}{3}$ часть всей толщи, отнесенной к этому горизонту в разрезах Южно-Эстонского структурно-фациального района.

Над слоями J_1^{IV} в скв. Охесааре и Рухну выделяются слои с *Linochitina cingulata* и *Clathrochitina* cf. *clathrata*. Уровень появления этих форм грубо совпадает с находками *Monograptus* cf. *flemingi primus* в разрезе скв. Охесааре (на гл. 295,5 и 288 м; Кальо, 1970). В скв. Охесааре данные слои охарактеризованы совместным присутствием обоих видов, а в разрезе скв. Рухну последние пока встречены на разных стратиграфических уровнях. Эти уровни отделены здесь интервалом, охарактеризованным массовым развитием *Margachitina margaritana*, присутствием многочисленных *Ancyrochitina* cf. *tomentosa* и появлением *Conochitina* aff. *pachycephala*. В рассматриваемых слоях в обеих скважинах появляются *Gotlandochitina martinssoni*, *G. spinosa*, *Ancyrochitina* cf. *gutnica*, а выше по разрезу еще *Conochitina lagena*, *Linochitina* cf. *erratica*, *Conochitina* sp. n. и др.

О верхней границе яаниского горизонта

Стратиграфическая принадлежность толщи мергелей (рис. 2, слои V), залегающих в разрезах скважин Охесааре и Рухну выше слоев J_1^{IV} и до сих пор относимых к яанискому горизонту (Аалоз Кальо 1962), является, на наш взгляд, дискуссионной. Во-первых, возможно, что эта часть разреза в северном направлении выклинивается и что в районе выходов ей соответствует стратиграфический перерыв. Во-вторых, возможно, что эта часть разреза коррелируется уже с нижней частью яагарахуского горизонта в более северных разрезах и что ее литологическое и фаунистическое различие объясняется латеральным фациальным изменением слоев. В пользу второй возможности говорит тот факт, что в низах яагарахуского горизонта (скв. Кипи, Кингиссепп; обн. Пюссина, Каутлику) не наблюдается изменений в видовом составе хитинозой, а только установлено количественное обеднение последних вплоть до исчезновения их в биогермных известняках. Для однозначного решения поставленного вопроса необходимы дополнительные исследования с привлечением других групп фауны.

При втором варианте корреляции возникает вопрос о проведении

ГОТЛАНД	ЭСТОНИЯ
<i>Slite</i> <i>Toftå</i>	
<i>d</i>	J_2
<i>c</i>	J_1^{IV}
<i>b</i>	J_1^{III}
<i>a</i>	J_1^{II}
<i>Upper Visby</i>	J_1^I
<i>Lower Visby</i>	H

Рис. 3. Корреляционная схема яниского горизонта слоев о-ва Готланд (подразделения слоев Хёгкклинг по данным С. Лауфельда (Laufeld, 1974)).

верхней границы яниского горизонта в Южно-Эстонском структурно-фациальном районе. По распределению хитиновой она в разрезах Охесааре и Рухну должна совпадать с верхней границей J_1^{IV} или находиться в пределах этих слоев. По всей вероятности, она не находится выше уровня появления *Linochitina cingulata* и других видов, характерных для слоев V (см. рис. 2), поскольку этот видовой комплекс не найден в разрезах Средне-Эстонского структурно-фациального района.

О корреляции отложений яниского горизонта с отложениями разреза о-ва Готланд

Сравнение полученных нами данных о распределении хитиновой в разрезах яниского горизонта Эстонии с соответствующими данными по острову Готланд (Laufeld, 1974) позволяет сделать некоторые выводы, касающиеся корреляции этих разрезов (рис. 3).

Нижние слои Висбю о-ва Готланд обычно коррелируются с адавереским горизонтом Эстонии (Кальо, 1962 и др.). По данным С. Лауфельда (Laufeld, 1974), в этих слоях (правда лишь в одной пробе) найден *Margachitina margaritana*, появление которого в разрезах Эстонии маркирует основание яниского горизонта (см. выше). Поэтому возможно, что некоторая часть нижних слоев Висбю соответствует низам яниского горизонта.

В верхних слоях Висбю, за исключением их верхов, встречается *Angochitina longicollis* — вид, характерный для велизеской свиты адавереского горизонта и низов яниского. Исходя из этого, можно предположить, что верхние слои Висбю приблизительно соответствуют нашим слоям J_1^I . В низах слоев Хёгкклинг (подразделение «а», Laufeld,

1974) присутствуют еще *Conochitina proboscifera* и его подвиды, связывающие эту часть разреза о-ва Готланд с нижележащими слоями. В Эстонии подразделению «а» грубо соответствуют слои J₁^{II}. Четкое изменение комплекса хитинозой, наблюдаемое в Эстонии на границе между слоями J₁^{II} и J₁^{III}, прослеживается и в разрезе о-ва Готланд, где оно приурочено к границе подразделений «а» и «b» слоев Хёгклинта. Для подразделений «b» и «с» этих слоев характерен комплекс, включающий *Desmochitina densa*, *D. acollaris*, *Conochitina mamilla*, *C. leptosoma* и *C. flamma* (Laufeld, 1974; рис. 77), позволяющий коррелировать эти подразделения со слоями J₁^{III} и J₁^{IV} яниского горизонта.

Выше слоев, содержащих указанный комплекс хитинозой в районе выходов как на о-ве Готланд, так и на о-ве Сааремаа, залегают биогермные известняки. Биогермные породы хитинозой не содержат, и их сопоставление по строматопороидеям дано по К. Мори (Mori, 1968) и Х. Нестору (1970). Виды *Clathrochitina* cf. *clathrata*, *Gotlandochitina martinssoni*, *G. spinosa*, *Linochitina cingulata*, встреченные на юге Эстонии в слоях V, появляются на о-ве Готланд один за другим в последовательных подразделениях слоев Слите. Появление многих новых форм указывает на новый, очень быстрый этап развития рассматриваемой группы — обстоятельство, которое также может содействовать определению уровня верхней границы яниского горизонта в Эстонии.

ЛИТЕРАТУРА

- Аалоз А. Новое в стратиграфии силура Эстонии. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1960, V, с. 123—141.
- Аалоз А. Стратиграфия яниского горизонта (I₁) силура Эстонии. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1961, вып. VI, с. 13—28.
- Аалоз А. Яниский горизонт. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», 1970, с. 243—252.
- Аалоз А., Кальо Д. Краткий обзор разреза силурийских отложений в скважине Охесааре (о-в Сааремаа). — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1962, вып. X, с. 41—52.
- Аалоз А., Кальо Д., Клааманн Э., Нестор Х., Эйнасто Р. Стратиграфическая схема силура Эстонии. — «Изв. АН ЭССР, Хим-геол.», 1976, т. 25, № 1, с. 38—45.
- ✓ Кальо Д. О границе лландовери и венлока в Прибалтике. «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1962, вып. X, с. 97—113.
- ✓ Кальо Д. Граптолиты. Стратиграфическая схема и корреляция Силура Эстонии. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», 1970, с. 179—185, 192—204.
- ✓ Мянниль Р. М. Кислотоустойчивые микрофоссилии. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», 1970, с. 176—179.
- ✓ Нестор Х. Строматопороидеи. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», 1970, с. 106—114.
- Эйнасто Р., Нестор Х., Кала Э., Каяк К. Сопоставление верхнелландовери-ских разрезов в Западной Эстонии. — «Изв. АН ЭССР, Хим. Геол.», 1972, т. 21, № 4, с. 333—343.
- Eisenack, A. Über Chitinozoen des baltischen Gebiets. — In: «Palaeontographica», 1968, Abt. A., Bd. 131, S. 187—188.
- Laufeld, S. Silurian Chitinozoa from Gotland. — «Fossils and strata», 1974, N 5. 130 p.
- Mori, K. Stromatoporoids from the Silurian of Gotland. — «Stockh. Contr. Geol.», 1968, vol. 19. 100 p.
- ✓ Nestor, V., Vrona, R. Uncommon morphologies in Silurian Chitinozoa *Margachitina margaritana* (Eis.) from Estonia. — In: «Acta Palaeont. Polonica», (in press).

KITINOSOADE TSONAALNE JAOTUMUS JAANI LADEMES (EESTI UENLOK) JA SELLE ÜLEMISE PIIRI PROBLEEM

V. NESTOR

Resümee

Kitinosoade leviku alusel mitmetes puurprofiilides ning Paramaja, Ninase ja Suuriku paljandis eristatakse jaani lademe läbilõikes 4 biostratigraafilist ühikut (J_1^I , J_1^{II} , J_1^{III} , J_1^{IV}) (joon. 2), mis seostatakse graptoliidideidudega Ohesaare puuraugus (Кальо, 1970). Kitinosoade tsonaalse jaotumuse uurimine võimaldas määrata Paramaja ning Ninase kihistu stratotüüpide asendi ning nende omavahelised suhted lademe koondprofiilis. Samuti võimaldas see kindlaks teha, et lõunapoolsetes puuraukudes (Ohesaare, Ruhnu) J_1^{IV} peal lasuv ning seni jaani lademe koosseisu loetud paks merglite kompleks lasub stratotüüpse ala jaani lademest stratigraafiliselt kõrgemal, korreleerudes tõenäoliselt juba jaagarahu lademe alumise osaga põhjapoolsemates puuraukudes. S. Laufeldi (1974) andmete põhjal on jaani lademe kitinosoatsoonid rööbistatud Gotlandi saare Visby ja Högklindi kihtidega (joon. 3).

ZONAL DISTRIBUTION OF CHITINOZOANS IN THE WENLOCKIAN JAANI STAGE OF ESTONIA AND THE PROBLEM OF ITS UPPER BOUNDARY

V. NESTOR

Summary

The paper deals with the vertical distribution of chitinozoans in the Lower and Middle Wenlockian strata of Estonia, based on the data obtained from a number of cores (Ohesaare, Ruhnu, Kipi, Pulli I and II, Varbla and Tõlla borings) and three outcrop sections (Paramaja, Ninase and Suuriku).

In the outcrop area and in the northern boring sections of the Jaani Stage (Pulli, Kipi, Varbla and others) four chitinozoan zonation units are distinguished (J_1^I , J_1^{II} , J_1^{III} , J_1^{IV} ; see Fig. 2) and compared with graptolite finds in the southern Ohesaare core (see Кальо, 1970). The lowermost unit (J_1^I) is considered as corresponding to the *Cyrtograptus murchisoni* zone, and the unit J_1^{II} — to the *Monograptus riccartonensis* zone. The boundary between the two mentioned chitinozoan zonation units and the unit J_1^{III} is expressed clearly in the change of dominant chitinozoan species in all of the studied sections (*Conochitina proboscifera* being replaced by *Conochitina* cf. *claviformis*).

In the studied southern borings (Ohesaare and Ruhnu), the total sequence of the Jaani Stage, as defined by Aaloe and Kaljo (1962) consists, in its lower part, of beds corresponding to the four above-mentioned chitinozoan units ($J_1^I \dots J_1^{IV}$), and its upper part of beds with a thickness of 82—94 m seems to have no counterpart in the northern sections of the stage. The upper part of the stage in the southern sections is characterized by the first appearance of *Linochitina* and a number of other chitinozoan species (*Clathrochitina* cf. *clathrata*, *Gotlandochitina martinssoni*, *G. spinosa*, *Ancyrochitina* cf. *gutnica*).

None of the chitinozoans mentioned have been found in any of the northern sections so far.

The type section of the Jaani Stage and, at the same time, of the Paramaja Formation (see Аалое, 1970) seems to correspond to the chitinozoan unit J_1^{IV} , and lie in the total sequence of the stage in the type area higher than the type section of the Ninase Formation.

The circumstance that the upper part of the Jaani Stage, as defined in the southern sections, lies in the stratigraphic sequence higher than the type section of the stage (Paramaja), may be explained either (1) by the existence, in the outcrop area, of a hiatus corresponding to the upper part of the stage in the southern sections, or (2) by the correspondence of the upper part of the Jaani Stage, in the southern sections, to the lower part of the following Jaagarahu Stage (J_2) in the outcrop area.

The last version seems to be more realistic if having in mind the principal similarity of the chitinozoan assemblage of the unit J_1^{IV} and the assemblage of the lower part of the Jaagarahu Stage, as defined in the outcrop area. If this version is correct, then, the boundary between the Jaani and Jaagarahu stages in the southern sections has to be revised and probably drawn at the level of the upper limit of the chitinozoan unit J_1^{IV} .

The chitinozoan assemblage of the beds overlying the unit J_1^{IV} seems to be quite similar to the assemblage of the Slite Beds of Gotland (see Laufeld, 1974). The Jaani Stage (s. str.) of Estonia, as defined in the outcrop area, well corresponds to the Upper Visby and Höglint beds (Fig. 3).

*Institute of Geology,
Academy of Sciences of the ESSR*

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
✓ Менс К. А., Пости Э. А. Распределение и корреляционное значение органических остатков в балтийской серии Эстонии	5
Кала Э. А., Менс К. А., Пиррус Э. А. К стратиграфии кембрия на западе Эстонии	18
✓ Менс К. А., Пиррус Э. А., Брангулис А. П. Строение и стратиграфия верхней песчано-алевритовой толщи кембрия восточных районов Прибалтики (по литолого-минералогическим данным)	38
✓ Мяниль Р. М., Рыымусокс А. К. Ревизия литостратиграфической схемы расчленения ордовика Северной Эстонии	52
Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., Спрингис Т. К. Литостратиграфическая схема расчленения ордовика Елгавского прогиба	63
Лашков Е. М., Пашкевичюс И. Ю., Сидаравичене Н. В. Литостратиграфия ордовикских отложений Средне-Литовского прогиба	77
✓ Кальо Д. Л., Пашкевичюс И. Ю., Ульст Р. Ж. Граптолитовые зоны силура Прибалтики	94
✓ Нестор В. В. Зональное распределение хитинозой в яаниском горизонте (венлок Эстонии) и проблема его границ	119

SISUKORD.

Mens, K., Posti, E. Eesti balti seeria kivististe levik ja korrelatsiooniline tähtsus. <i>Resümee</i>	15
Kala, E., Mens, K., Pirrus, E. Lääne-Eesti kambriumi stratigraafiast. <i>Resümee</i>	35
Mens, K., Pirrus, E., Brangulis, A. Baltimaade idaosa kambriumi ülemise liiva-aleuriidilasundi ehitus ja stratigraafia. <i>Resümee</i>	50
Männil, R., Rõõmusoks, A. Põhja-Eesti ordoviitsiumi litostratigraafilise skeemi revisjon. <i>Resümee</i>	61
Ulst, R., Gailite, L., Springis, T. Jelgava nõo ordoviitsiumi setete litostratigraafiline skeem. <i>Resümee</i>	75
Laškov, E., Paškevičius, N., Šidaravičiene, N., Kesk-Leedu nõo ordoviitsiumi litostratigraafiline skeem. <i>Resümee</i>	91
Kaljo, D., Paškevičius, J., Ulst, R. Balti siluri graptoliiditsoonid. <i>Resümee</i>	91
Nestor, V. Kitinosoade tsonaalne jaotumus jaani lademes (Eesti uenlok) ja selle ülemise piiri probleem. <i>Resümee</i>	126

CONTENTS

✓ Mens, K., Posti, E. Distribution and correlation significance of organic remains in the Baltic Series of Estonia. <i>Summary</i>	15
✓ Kala, E., Mens, K., Pirrus, E. On the stratigraphy of the Cambrian in West Estonia. <i>Summary</i>	36
✓ Mens, K., Pirrus, E., Brāngulis, A. Structure and stratigraphy of the upper part of the Cambrian sequence in the eastern part of the East Baltic area. <i>Summary</i>	50
✓ Männil, R., Rõõmusoks, A. A revision of the lithostratigraphic subdivision of the Ordovician of North Estonia. <i>Summary</i>	61
Ulst, R., Gailite, L., Springis, T. Lithostratigraphic subdivision of the subsurface Ordovician rocks of the Jelgava Depression. <i>Summary</i>	75
Laškov, E., Paškevičius, J., Sidaravičiene, N. Lithostratigraphic subdivision of the Ordovician rocks of the Central Lithuanian Depression. <i>Summary</i>	92
✓ Kaljo, D., Paškevičius, J., Ulst, R. Graptolite zones of the East Baltic Silurian. <i>Summary</i>	117
✓ Nestor, V. Zonal distribution of chitinozoans in the Wenlockian Jaani Stage of Estonia and the problem of its upper boundary. <i>Summary</i>	126

АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР. Институт геологии. Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. На русском яз. Редакционно-издательский совет АН ЭССР, Таллин. Редакторы Р. Мянниль, К. Менс. Сдано в набор 19. 04. 1979. Подписано к печати 26. 01. 1984. Бумага 70×108/16. Печатных листов 8,25. + 7 вклейки. Условно-печатных листов 7,67. Учетно-издательских листов 10,37. Тираж 600. МВ-00705. Редакционно-издательский совет АН ЭССР, Таллин, бульвар Эстони, 7. Типография им. Х. Хейдеманна. Тарту, ул. Юликооли, 17/19. II. Заказ № 1630.
Цена 1 руб. 50 коп.

УДК 551.732(474.2)

Распределение и корреляционное значение органических остатков в балтийской серии Эстонии. Менс К. А., Пости Э. А. — В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1984, с. 5—17 (рез. эст., англ.).

В данной работе систематизирован накопившийся палеонтологический материал из отложений балтийской серии, представленной на территории Эстонии главным образом лонтоваским горизонтом. По фаціальным условиям и стратиграфическому положению установлены различия в составе фаунистических сообществ по разрезу и площади. Анализ вертикального распределения этих окаменелостей позволил выделить в разрезе лонтоваского горизонта четыре зональных комплекса. Рис. 3. Библ. 17 назв.

УДК 551.732(474.2)

К стратиграфии кембрия на западе Эстонии. Кала Э. А., Менс К. А., Пиррус Э. А. — В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1984, с. 18—37 (рез. эст., англ.).

Изложены результаты литолого-минералогического и палеонтологического исследования кембрийских отложений западных районов Эстонской ССР. Основная часть разреза кембрия на рассматриваемой территории сложена отложениями раннего кембрия, расчлененными на шесть свит (снизу вверх): на воозискую, сырскую, люкатискую, тискрескую, созласкую и ирбенскую. Верхняя толща этого разреза — рухнуские слои — включена условно в состав среднего кембрия. Приведена характеристика всех выделенных подразделений с указанием их типовых разрезов и соотношений с региональными подразделениями кембрия Прибалтики. Табл. 1. Рис. 3. Библ. 9 назв.

УДК 551.732(474)

Строение и стратиграфия верхней песчано-алевритовой толщи кембрия восточных районов Прибалтики (по литолого-минералогическим данным). Менс К. А., Пиррус Э. А., Брангулис А. П. — В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1984, с. 38—51 (рез. эст., англ.).

В свете литолого-минералогических исследований последних лет рассматриваются строение и возможность расчленения песчано-алевритовой толщи в верхах кембрийского разреза центральных и восточных районов Прибалтики, по которой имеется очень мало палеонтологических данных. Анализировались два субширотных профиля и один меридиональный, происходящие из наиболее изученных опорных точек на северо-западе Эстонии, в Ленинградской области, Западной Латвии и Восточной Литве. Выявлено неоднородное в литогенетическом и стратиграфическом отношении строение рассматриваемой толщи и установлено в ее составе не менее девяти самостоятельных литотел, имеющих специфические литолого-минералогические особенности и различные ареалы распространения. Предложена вероятная схема взаимоотношений этих литотел по стратиграфической шкале. Рекомендуются принять ее за рабочую основу для привязки новой литолого-минералогической и палеонтологической информации по этим отложениям. Табл. 1. Фототабл. 2. Рис. 2. Библ. 27 назв.

УДК 551.733.1(474.2)

Ревизия литостратиграфической схемы расчленения ордовика Северной Эстонии. Мянииль Р. М., Рыымусокс А. К. — В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1984, с. 52—62 (рез. эст., англ.).

Изложена история выделения местных стратиграфических подразделений ордовика Северной Эстонии. Проведена ревизия их номенклатуры и таксономии. На основе этого весь разрез ордовика данного района расчленен на 19 свит и 60 пачек с географическими названиями. Приведена их краткая литологическая характеристика и указана мощность, а также рассмотрены соотношения с горизонтами и подгоризонтами. Библ. 38 назв.

УДК 551.733.1(474.3)

Литостратиграфическая схема расчленения ордовика Елгавского прогиба. Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., Спрингис Т. К. — В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1984, с. 63—76 (рез. эст., англ.).

Приведен уточненный вариант литостратиграфической схемы ордовикских отложений Елгавского прогиба. В разрезе ордовика этого района выделено 18 свит, состоящих, в свою очередь, часто из нескольких пачек. Приведены литологическая и палеонтологическая характеристика выделенных свит и пачек, а также их соотношения с хроностратиграфическими подразделениями региона. Табл. 1. Рис. 1. Библ. 20 назв.

УДК 551.733.1(474.5)

Литостратиграфия ордовикских отложений Средне—Литовского прогиба. Лашков Е. М., Пашкевичюс И. Ю., Сидаравичене Н. В. — В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1984, с. 77—93 (рез. эст., англ.).

В разрезе ордовика Средне—Литовского прогиба выделены 13 свит и в их составе — 22 пачки. Выделение этих литостратиграфических подразделений обосновано вещественным составом отложений (карбонатные, мергелисто-карбонатные, карбонато-мергелистые, мергелистые и другие литокомплексы), с учетом структурных особенностей, цвета, наличия и состава аутигенных минералов и фауны. В большинстве случаев в объеме горизонта было выделено по несколько свит. Границы горизонтов совпадают с границами литостратиграфических подразделений. Рис. 4. Библ. 27 назв.

УДК 563.719 : 551.733.3(474)

Граптолитовые зоны силура Прибалтики. Кальо Д. Л., Пашкевичюс И. Ю., Ульст Р. Ж. — В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1984, с. 94—118 (рез. эст., англ.).

Исходя из полученных данных по разрезам Эстонии, Латвии и Литвы, составлена обобщенная региональная стратиграфическая схема граптолитовых зон. В характеристиках этих зон приведены сведения о нижней границе, видовом и литологическом составе, а также о мощности зон. Табл. 5. Рис. 5. Библ. 37 назв.

УДК 551.733.32 : 56.016(474.2)

Зональное распределение хитинозой в яаниском горизонте (венлок Эстонии) и проблема его границ. Нестор В. В. — В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1984, с. 119—127 (рез. эст., англ.).

Основываясь на изучении хитинозой из разрезов семи буровых скважин и нескольких обнажений, яаниский горизонт был подразделен на четыре биостратиграфические единицы. Одновременно было определено расположение стратотипических обнажений ниназеской и парамаяской свит в сводном разрезе яаниского горизонта. Установлено, что мощная толща мергелей в разрезах Юго-Западной части Эстонии (Охесааре, Рухну) относимая до сих пор к яанискому горизонту, в действительности залегает стратиграфически выше и, по-видимому, коррелируется уже с нижней частью яанарахуского горизонта в более северных разрезах. По хитинозоям яаниский горизонт сопоставляется со слоями Висбю и Хёгклинт о-ва Готланд (см. Laufeld, 1974). Рис. 3. Библ. 14 назв.

Р. 6. 130

СТРАТИГРАФИЯ ДРЕВНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ

СТРАТИГРАФИЯ
ДРЕВНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
ПРИБАЛТИКИ
