

Ер. 5.12

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA
АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

GEOLOGIA INSTITUUDI
UURIMUSED

ТРУДЫ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
VI

2186.92

TALLINN 1961

СТРАТИГРАФИЯ ЯАНИСКОГО ГОРИЗОНТА (J_1) СИЛУРА ЭСТОНИИ

А. ААЛОЭ

Яаниский горизонт, входящий в состав венлока (S_1^2), оставался до последнего времени одним из наиболее слабоизученных горизонтов силура Эстонии. Это было обусловлено тем, что в многочисленных обнажениях горизонта на поверхность выходят лишь самые верхние слои, а глубокие буровые скважины, в которых можно было бы изучить весь разрез горизонта, отсутствовали. Только в последние годы получен новый и довольно многочисленный керновый материал, изучение которого позволило нам выяснить в основных чертах стратиграфию яаниского горизонта. В настоящей статье кратко излагаются результаты проведенных исследований.

Группа слоев, соответствующая приблизительно нынешнему венлоку Эстонии, была впервые выделена академиком Ф. Б. Шмидтом (Schmidt, 1858) как «нижнеэзельская группа — зона 7» (Untere Oesel'sche Gruppe — Zone 7). В эту группу он включил не только все известные ему слои, соответствующие современным яанискому и яагарахускому горизонтам, но также и часть доломитов каармаского, паадлаского и каугатумаского горизонтов, обнажающихся в средней и восточной частях о-ва Сааремаа. При этом известняки яагарахуского горизонта, обнажающиеся на западе о-ва Сааремаа, были Ф. Б. Шмидтом отнесены уже к верхнеэзельской группе (зона 8).

В следующей работе Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1881) нижнеэзельский слой (Untere Oeselsche Schicht — J) отграничен более точно, а в работе 1891 года (Schmidt, 1891) Ф. Б. Шмидт подразделил эти слои, которые он уже называл нижнеэзельским горизонтом (Untere Oeselsche Stufe), на две части. Обнажающиеся на северном побережье островов Сааремаа и Муху мергели и плитчатые доломиты он обозначил индексом J_1 , а вышележащие доломиты и кавернозные доломиты — индексом J_2 . Граница между этими подразделениями совпадает с современной границей между яаниским и яагарахуским горизонтами.

Х. Беккер (Bekker, 1925), основываясь главным образом на материалах Ф. Б. Шмидта, переименовал нижнеэзельский горизонт в яаниский горизонт и выделил в нем три зоны. Нижняя из них — суурикуская зона (J_1) — включала все известные в то время слои современного яаниского горизонта.

А. Луха (Luha, 1930) выделил в яаниском горизонте (по Х. Беккеру) следующие литостратиграфические единицы: яаниский мергель (J_1) и вышележащие пангамяги-яагарахуский известняковый комплекс

(J_2W) и мухуский доломитовый комплекс (J_2O). В 1933 г. он (Luha, 1933) уже рассматривал эти единицы в качестве самостоятельных горизонтов, как яаниский (J_1) и муху-курвереский (J_2) горизонты. Последний был им в 1946 г. (Luha, 1946) переименован в яагарахуский горизонт.

При разработке вопросов стратиграфии яаниского горизонта А. Луха обратил внимание на различие в литологическом составе пород и в фауне обнажений на западе о-ва Сааремаа, по сравнению с более восточными обнажениями, но он все же не выделил здесь литостратиграфические единицы, как он это сделал в отношении яагарахуского горизонта. Мощность яаниского горизонта А. Луха (Luha, 1946) оценил более чем в 40 м.

Как уже отмечалось выше, из-за отсутствия кернового материала остались невыясненными многие вопросы, такие как полная мощность горизонта, граница его с адавереским горизонтом, стратиграфическое подразделение, фациальный характер и т. д. В последние годы на территории Эстонской ССР широко развернулись буровые работы. Благодаря этому вся мощность яаниского горизонта пройдена многими буровыми скважинами (скв. Мустъяла, Карья-Пярсамаа, Коонга, Пярну, Тори, Тахкуранна и Тылла). Несколько скважин прошли горизонт частично (скв. Кипи, Кингисепп и т. д.). Кроме того, в последние годы много внимания уделялось и изучению фауны, особенно строматолитов и табулят венлока Эстонии (Рябинин, 1951; Соколов, 1952; Клааманн, 1961). Первые выводы, полученные при обработке и обобщении этих новых материалов, опубликованы в отдельных статьях автора (Аалоз, 1958 и 1960).

Большая работа по изучению литологии и фауны яаниского горизонта проделана и дипломниками геологического отделения Тартуского университета Р. Узаром, М. Сийлак и Ю. Тыэвере. Результаты их работ изложены в рукописях.

В яаниском горизонте встречаются почти все типы глинисто-карбонатных пород. Основой для их классификации при обработке материала послужила схема С. Г. Вишнякова с дополнениями Л. Б. Рухина (Рухин, 1953, табл. 17). При этом оказалось целесообразным выделить в особый тип породы, содержащие 5—10 и 10—25% глинистого материала. Последний тип предварительно назван сильно глинистым известняком (доломитом). Таким образом, в настоящей статье использована следующая схема классификации глинисто-карбонатных пород:

Название породы	Содержание глинистых частиц, %
Глина	95—100
Известковистая (доломитистая) глина	75—95
Глинистый известняк (глинистый доломит)	50—75
Мергель (доломитовый мергель)	25—50
Сильно глинистый известняк (сильно глинистый доломит)	10—25
Глинистый известняк (глинистый доломит)	5—10
Известняк (доломит)	0—5

Выход яаниского горизонта (см. рис. 1) простирается узкой полосой вдоль северного берега островов Сааремаа, Муху и Кесселайд. На материковой части Эстонии полоса выхода расширяется до 15 км. Она протягивается с восточного берега пролива Суур Вяйн и бухты Матсалу до окрестностей пос. Вяндра, где яаниский горизонт несогласно перекрывается отложениями среднего девона.

Обнаженность горизонта хорошая, благодаря многим относительно крупным береговым обрывам на островах, но следует иметь в виду, что

в них обнажаются только верхние слои горизонта. Автором изучено 37 обнажений. Более значительными из них являются береговые обрывы Ундва, Суурику, Ниназе (табл. I, фиг. 2), Панга, Парамая (табл. II, фиг. 1), Каутлику, Пюссина, Кессе и Уйзу. Крупные обнажения горизонта встречаются также в Авасте (табл. II, фиг. 2) и Ядивере (см. рис. 1).

Нижняя граница яаниского горизонта, т. е. граница между ландовери и венлоком, не обнаруживается, но вскрыта буровыми скважинами. В области распространения карбонатной литофации адавереского горизонта (к востоку от линии *a—b* на рис. 1) эта граница выражена резким контактом между доломитами, или глинистыми доломитами, адавереского горизонта (Н) и доломитовыми мергелями яаниского горизонта. В таком виде указанная граница представлена в разрезах буровых скважин Коонга и Тылла (Камали в работе Аалоз, 1960). В разрезах скважин Тори и Пярну, расположенных уже в области развития глинистой литофации адавереского горизонта (к западу от линии *a—b* на рис. 1), но в которых самые верхние слои последнего представлены еще глинистыми доломитами или глинистыми известняками, над этими породами залегает прослой метабентонита мощностью до 5 см. Граница между адавереским и яаниским горизонтами проводится по кровле этого метабентонитового прослоя.



Рис. 1. Выход, наиболее важные обнажения и буровые скважины яаниского горизонта. 1 — выход горизонта; 2 — обнажение; 3 — буровая скважина; 4 — предполагаемая граница между карбонатной (на востоке) и глинистой (на западе) литофациями адавереского горизонта; 5 — граница максимального распространения ниназеской пачки (J_1N).

Обнажения: 1 — Ундва, 2 — Суурику, 3 — Курику, 4 — Ниназе, 5 — Панга, 6 — Парамая, 7 — Ойу, 8 — Выркая, 9 — Каутлику, 10 — Пюссина, 11 — Кессе, 12 — Уйзу, 13 — Авасте, 14 — Ядивере.

Буровые скважины: 15 — Пангамяги, 16 — Мустьяла, 17 — Пыйтсе, 18 — Метскюла, 19 — Карья-Пярсамаа, 20 — Яани, 21 — Лийгаласкма, 22 — Кипи, 23 — Кингисепп, 24 — Ига, 25 — Коонга, 26 — Пярну, 27 — Тори, 28 — Тахкураанна, 29 — Тылла.

В более западных районах распространения глинистой литофации (на о-ве Сааремаа) верхи адавереского горизонта литологически почти неразличимы от низов яаниского горизонта — оба представлены зеленовато-серыми мергелями или глинистыми мергелями. Фауна встречается в этих слоях очень редко. Поэтому граница между указанными горизонтами проводится условно по кровле самого верхнего из прослоев метабентонита, которые характерны для верхней части адавереского горизонта на площади распространения глинистой литофации.

Граница яаниского горизонта с вышележащим яагарахуским горизонтом обнажается в некоторых береговых обрывах северного побережья островов Сааремаа, Муху и Кесселайд. Она вскрыта и многими буровыми скважинами. В большинстве случаев граница представлена резким контактом между синевато-серыми сильно глинистыми доломитами или доломитовыми мергелями яаниского горизонта и серыми или желтовато-серыми доломитами яагарахуского горизонта (табл. I, фиг. 1). В таком виде она встречается в береговых обрывах Пюссина и Кессе, а также в разрезах буровых скважин Мустьяла, Карья-Пярсамаа, Ига, Коонга, Пярну, Тори, Тылла и т. д.

В северо-восточной части о-ва Сааремаа, на береговом обрыве Ойу, а также в разрезе скважины Лийгаласкма, расположенной недалеко от последнего, границу обозначает, кроме резкого изменения литологического характера пород, еще и поверхность перерыва, выше которой встречаются отдельные окатанные обломки пород.

В разрезах скважин Пыйтсе, Кипи и Кингисепп такого резкого изменения литологического характера пород не наблюдается. В скважине Кипи на границе горизонтов имеется поверхность перерыва, выше которой находится маломощный слой конгломерата. В остальных двух скважинах граница проведена нами по появлению более мощных прослоев мергеля (скв. Кингисепп) или по более резкому увеличению количества глинистого материала в породах яаниского горизонта (скв. Пыйтсе).

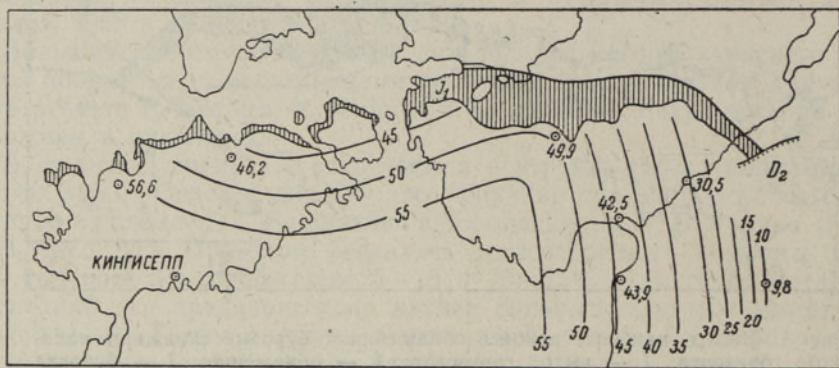


Рис. 2. Выход (заштрихован) и изолинии мощностей яаниского горизонта.

Мощность яаниского горизонта на востоке, в разрезе скважины Тори, 30, 5 м. В юго-западном направлении мощность горизонта быстро увеличивается. В Пярну она достигает 42,5, в Тахуранна — 43,9, в Коонга — 49,9, в Карья-Пярсамаа — 46,2 м, а в самой западной точке, в которой горизонт вскрыт на полную мощность, в скважине Мустьяла, — 56,6 м. Интересно отметить, что в скважине Тылла, пробуренной в 1959 г., полная мощность горизонта, по данным предварительной обработки керна, равна 9,8 м (см. рис. 2).

ТАБЛИЦА I

Фиг. 1. Граница между яаниским и яагарахуским горизонтами на береговом обрыве Ойу (J_1P и J_2K).

Фиг. 2. Береговой обрыв Ниназе (J_1N).

ТАБЛИЦА II

Фиг. 1. Доломитовый мергель на береговом обрыве Парамая (J_1P).

Фиг. 2. Обнажение у с. Авасте (J_1P). В выветрелых доломитовых мергелях развиты глубокие рывтины.



1



2

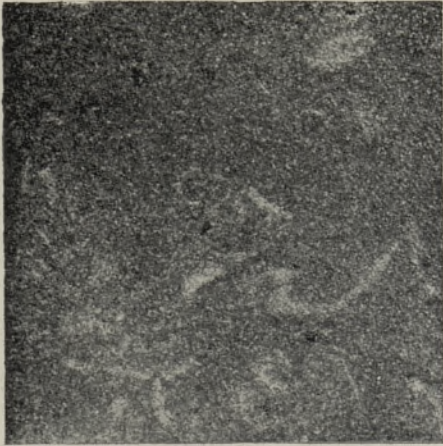
ТАБЛИЦА II



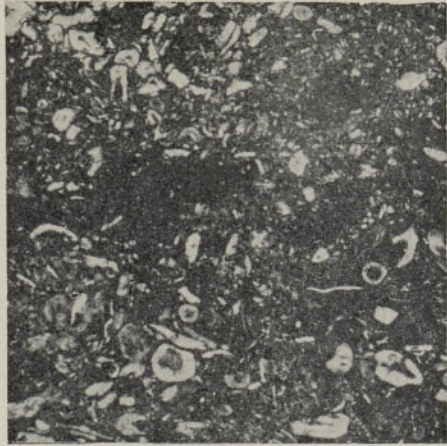
1



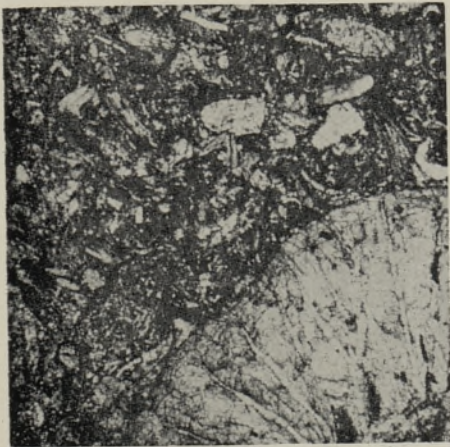
2



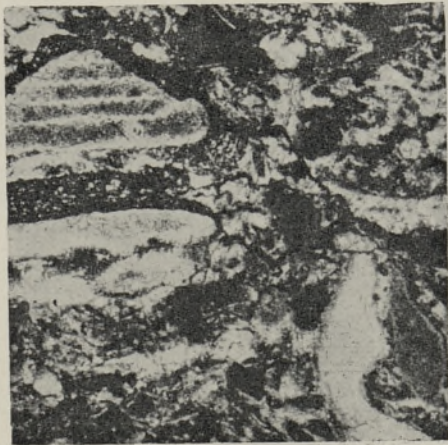
1



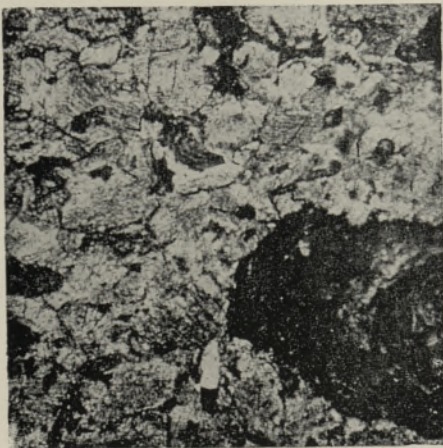
2



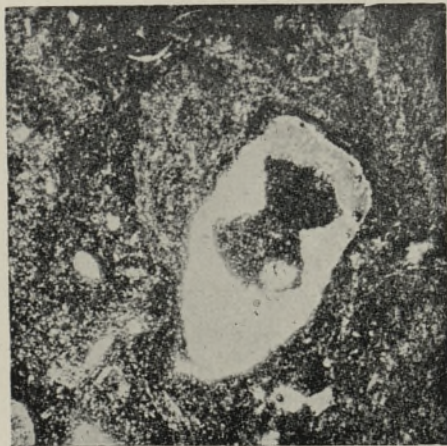
3



4



5

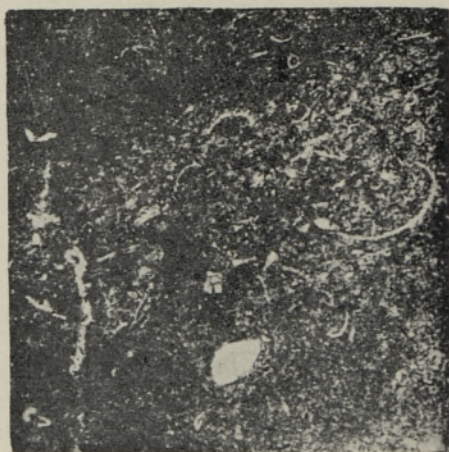


6

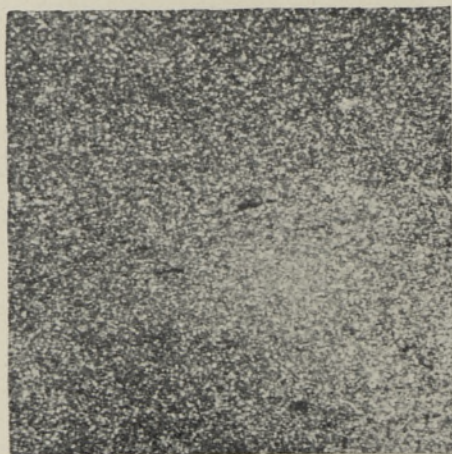
ТАБЛИЦА IV



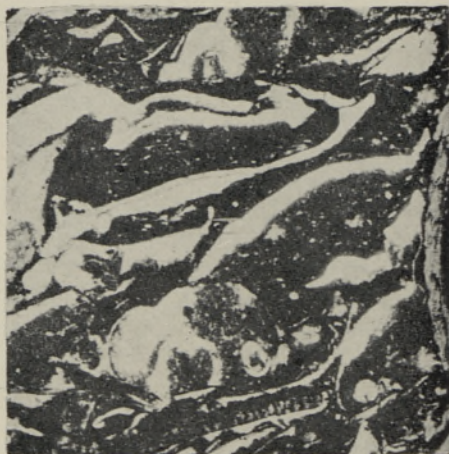
1



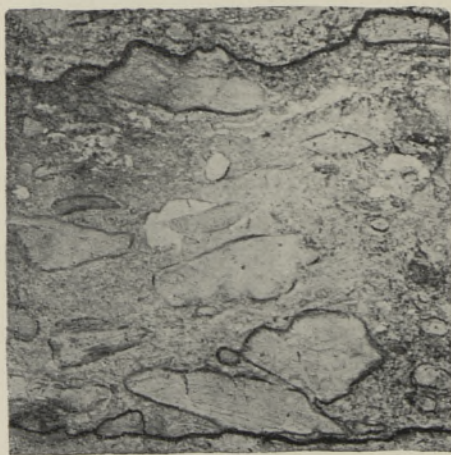
2



3



4



5



6

В отношении биостратиграфического подразделения яаниского горизонта следует подчеркнуть, что хотя нижние и верхние слои горизонта литологически и палеонтологически довольно резко отличаются друг от друга, выделить между ними синхронную границу не представляется возможным, а поэтому нет и достаточного основания для подразделения этого горизонта на подгоризонты. С другой стороны, как уже было отмечено, верхние слои горизонта или часть их на западе о-ва Сааремаа литологически и палеонтологически отличаются от верхних слоев в более восточных областях. Это дает нам основание выделить в яаниском горизонте три литостратиграфические единицы — пачки (см. рис. 3). Нижнюю часть горизонта составляет мустъяласская пачка (J_1M), в верхней части выделяются ниназеская (J_1N) и парамаясская (J_1P) пачки.

Мустъяласская пачка — J_1M

К этой пачке отнесены все нижние слои яаниского горизонта, обычно представленные мергелями и глинистыми мергелями с редкой фауной. Обнажения пачки неизвестны. Полная мощность мустъяласской пачки вскрыта скважинами в Мустъяла, Карья-Пярсамаа, Коонга, Пярну и Тори (рис. 3). Можно предположить, что рассматриваемая пачка встречается и в разрезах скважин Тахкуранна и Тылла, но более детальная обработка кернов из этих скважин еще не произведена. Верхняя часть пачки пройдена скважиной в Кипи.

Нижняя граница мустъяласской пачки совпадает с описанной выше границей адавереского и яаниского горизонтов. Верхняя граница пачки устанавливается по контакту сильно глинистых доломитов (в скважинах Кипи и Мустъяла — известняков) вышележащих пачек с мергелями или глинистыми мергелями рассматриваемой пачки (рис. 3 и 4). Местами

ТАБЛИЦА III

- Фиг. 1. Микросталлический доломитовый мергель с мелким перекристаллизованным детритом. Шлиф, $\times 10$. Скважина Пярну, J_1M .
 Фиг. 2. Скрытокристаллический до мелкокристаллического мелкодетритовый мергель. В детрите преобладают членики иглокожих. Шлиф, $\times 7$. Скважина Мустъяла, J_1M .
 Фиг. 3. Микросталлический грубодетритовый сильно глинистый известняк. Шлиф, $\times 7$. Береговой обрыв Панга, J_1N .
 Фиг. 4. Грубодетритово-обломочный сильно глинистый известняк. Шлиф, $\times 7$. Скважина Мустъяла, J_1N .
 Фиг. 5. Криноидный известняк с желваками известковых водорослей. Шлиф, $\times 10$. Скважина Пангамяги, J_1N .
 Фиг. 6. Кавернозный биоморфный сильно глинистый доломит. Каверны обусловлены выщелачиванием желваков известковых водорослей. Шлиф, $\times 7$. Береговой обрыв Ниназе, J_1N .

ТАБЛИЦА IV

- Фиг. 1. Грубодетритово-обломочный сильно глинистый известняк. Шлиф, $\times 7$. Скважина Кипи, J_1N .
 Фиг. 2. Микросталлический мелкодетритовый сильно глинистый известняк. Шлиф, $\times 7$. Скважина Кипи, J_1N .
 Фиг. 3. Микросталлический сильно глинистый доломит с редким пиритизированным детритом. Шлиф, $\times 10$. Обнажение Кирбла, J_1P .
 Фиг. 4. Прослой грубодетритово-биоморфного сильно глинистого известняка. Шлиф, $\times 10$. Скважина Кипи, J_1P .
 Фиг. 5. Слой межформационного конгломерата между двумя поверхностями перерыва. Пришлифовка, $\times 0,6$. Скважина Пярну, J_1P .
 Фиг. 6. Агрегат кристаллов пирита с пиритизированным отпечатком *Dolerorthis rustica* var. *osiliensis* (Schr.). $\times 1,4$. Береговой обрыв Уйзу, J_1P .

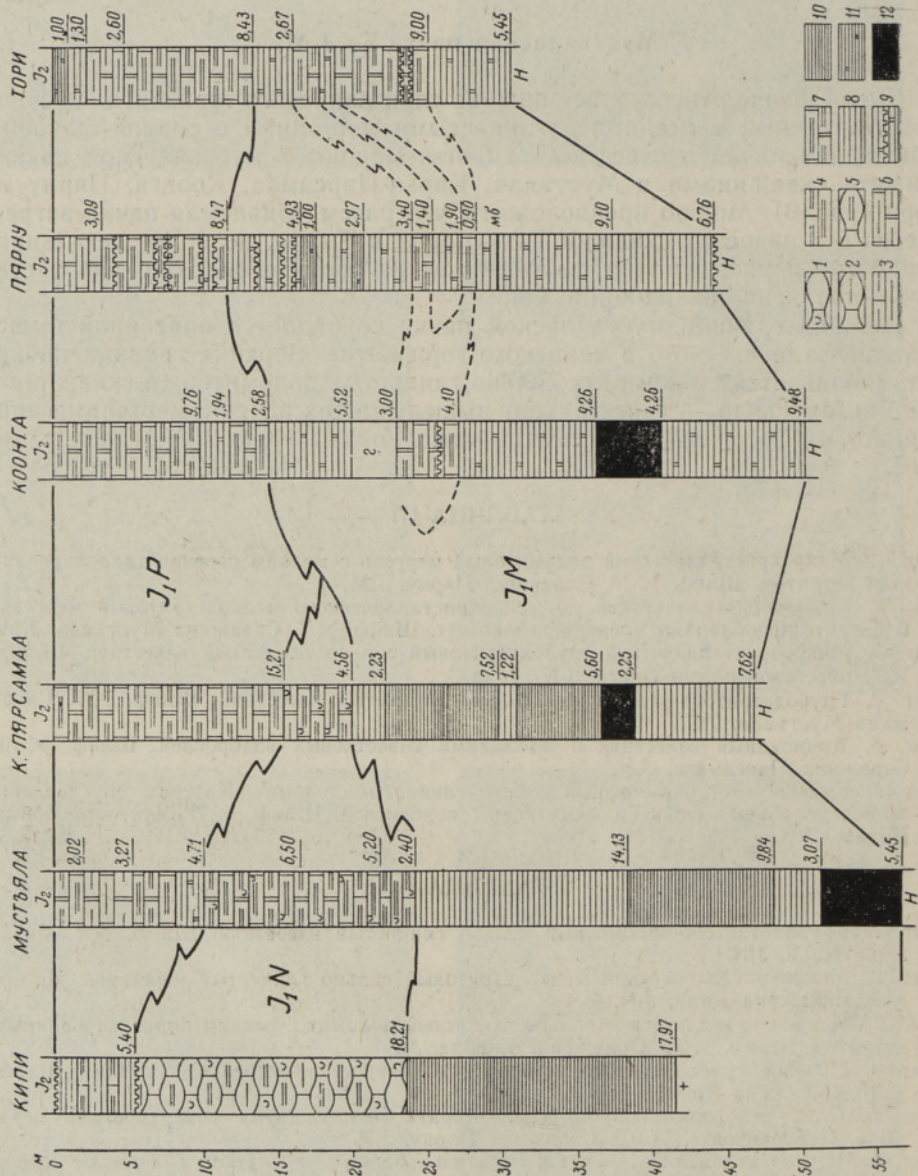


Рис. 3. Сопоставление разрезов некоторых буровых скважин яанского горизонта. 1 — комковатый известняк с чашкой фауны; 2 — комковатый глинистый известняк (содержание терригенного материала 5—10%); 3 — глинистый известняк; 4 — сильно глинистый известняк (содержание терригенного материала 10—25%); 5 — комковатый сильно глинистый известняк; 6 — глинистый доломит; 7 — сильно глинистый доломит; 8 — мергелистый доломит; 9 — мергелистый доломитовый мергель с поверхностью перерыва; 10 — глинистый мергель; 11 — доломитовый глинистый мергель; 12 — известковистая (доломитистая) глина. Буквами «мб» обозначена прослойка метабен-тонита.

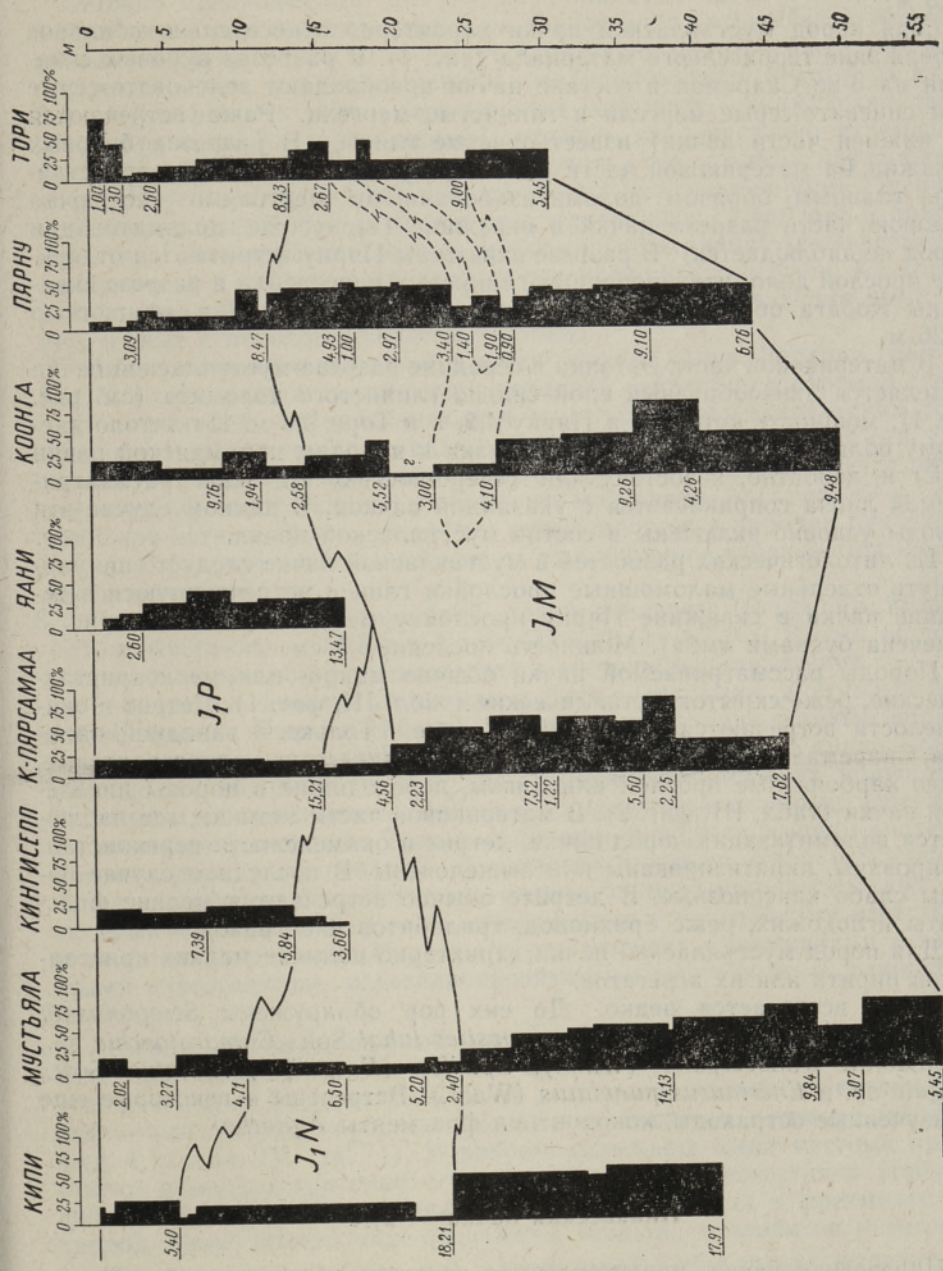


Рис. 4. Содержание терригенного материала в некоторых разрезах буровых скважин яаниского горизонта.

в верхах мустъялаской пачки встречаются отдельные прослои детритового сильно глинистого известняка (доломита) или мергеля, которые здесь переходят в породы вышележащей пачки (табл. III, фиг. 2).

Мощность рассматриваемой пачки в скважине Тори — 17,1, в Коонга — 35,6, в Пярну — 32,6, в Карья-Пярсамаа — 26,4 и в Мустъяла — 32,5 м.

Для пород мустъялаской пачки характерно относительно обильное содержание терригенного материала (рис. 4). В разрезах буровых скважин на о-ве Сааремаа в составе пачки преобладают зеленовато-серые или синевато-серые мергели и глинистые мергели. Реже встречаются (в нижней части пачки) известковистые глины. В разрезах буровых скважин на материковой части Эстонии мустъялаская пачка представлена главным образом доломитизированными мергелями (исключая нижнюю часть разреза пачки в скважине Пярну, где доломитизации пород не наблюдается). В разрезе скважины Пярну встречаются отдельные прослои доломитизированных глинистых мергелей, а в разрезе скважины Коонга обнаружен и комплекс доломитистых глин мощностью 4, 26 м.

В материковой части Эстонии в середине разреза мустъялаской пачки выделяется линзообразный слой сильно глинистого доломита (см. рис. 3 и 4), мощность которого в Пярну 4,2, а в Тори 9,0 м. По литологическому облику порода этой линзы близка к породам парамаяской пачки (J₁P) и, вероятно, к востоку или северо-востоку от Тори рассматриваемая линза соприкасается с указанной пачкой. В данном случае эти породы условно включены в состав мустъялаской пачки.

Из литологических разностей в мустъялаской пачке следует еще упомянуть отдельные маломощные прослойки глин и встречающуюся в середине пачки в скважине Пярну прослойку метаботонита (на рис. 3 отмечена буквами «мб»). Мощность последней 5 см.

Породы рассматриваемой пачки обычно микро- или мелкокристаллические, реже скрытокристаллические (табл. III, фиг. 1). Детрит и окаменелости встречаются в рассеянном виде. Только в западной части о-ва Сааремаа, в верхах пачки находятся отдельные мелкодетритовые, более карбонатные прослои или линзы, переходящие в породы ниназеской пачки (табл. III, фиг. 2). В материковой части Эстонии, где наблюдается доломитизация пород пачки, детрит и окаменелости перекристаллизованы, пиритизированы или выщелочены. В последнем случае породы слабо кавернозные. В детрите обычно встречаются мелкие фрагменты иглокожих, реже брахиопод, трилобитов и остракод.

Для пород мустъялаской пачки характерно наличие мелких кристалликов пирита или их агрегатов.

Фауна встречается редко. До сих пор обнаружены *Streptelasma calicula* Hall., *Halysites* sp., *Palaeofavosites luhai* Sok., *Camaratoechia* sp., *Plectodonta transversalis* (Wahl.), *Spirifer* (*Eospirifer*) *radiatus* Sow., *Lingula* sp. и *Encrinurus punctatus* (Wahl.). Встречены и некоторые еще не изученные остракоды, конодонты и фрагменты *Agnatha*.

Ниназеская пачка — J₁N

Ниназеская пачка, представленная главным образом грубодетритовыми глинистыми и сильно глинистыми известняками или доломитами с богатой фауной, залегает над мустъялаской пачкой и распространяется в основном на западе о-ва Сааремаа. К востоку от Карья-Пярсамаа пачка выклинивается (см. рис. 3). Более важное значение имеют обна-

жения в береговых обрывах Ундва, Суурику и Курику на п-ове Тагамыйза, а также в обрывах Ниназе и Панга. Полная мощность пачки вскрыта скважинами в Кипи, Мустъяла и Карья-Пярсамаа. Верхние слои ниназеской пачки встречены в разрезах скважин Кингисепп, Пангамяги и Метскюла.

Можно предположить, что в северо-западной части о-ва Сааремаа в области выхода и к югу от него, на полуострове Тагамыйза, в рассматриваемую пачку входят все верхние слои яаниского горизонта. Это подтверждается тем, что в обнажениях названной области, в которых выходят на поверхность самые верхние слои горизонта, парамаяская пачка не обнаружена. Керн скважины Пангамяги явно частично перемешан, но без особого сомнения можно заключить, что и здесь парамаяская пачка отсутствует и над ниназеской пачкой залегают породы яагарахуского горизонта. Кроме того, в пользу такого вывода говорит и присутствие прослоев грубодетритовых и биоморфных глинистых известняков (доломитов) в парамаяской пачке в разрезах скважин Кипи, Кингисепп и Мустъяла (табл. IV, фиг. 4). Эти прослои рассматриваются нами как переходные к породам ниназеской пачки.

Нижняя граница ниназеской пачки описана выше. Верхняя граница, как было указано, в самой северо-западной части о-ва Сааремаа совпадает с границей между яаниским и вышележащим яагарахуским горизонтами. Верхняя граница пачки в буровых скважинах (кроме скв. Пангамяги), т. е. ее граница с парамаяской пачкой, устанавливается по более низкому содержанию терригенного материала (см. рис. 4) и более обильной встречаемости детрита и окаменелостей в породах ниназеской пачки. В разрезе скважины Кипи на этой границе наблюдается поверхность перерыва.

Полная мощность ниназеской пачки в разрезе скважины Кипи — 18,2, в Мустъяла — 14,1 и в Карья-Пярсамаа — 4,6 м. Таким образом, мощность пачки резко уменьшается в восточном направлении.

В разрезах скважин Мустъяла и Карья-Пярсамаа, а также в береговых обрывах Панга и Ниназе в состав пачки входят главным образом горизонтально- и волнистослоистые, частью кавернозные сильно глинистые доломиты (табл. I, фиг. 2). В береговых обрывах полуострова Тагамыйза обнажаются в основном горизонтальнослоистые известняки и глинистые известняки. Только в береговом обрыве Курику последние местами доломитизированы. В разрезах скважин Кипи и Кингисепп пачка представлена комковатыми сильно глинистыми известняками, глинистыми известняками и реже известняками с прослойками известковистых глин. В скважине Пангамяги она сложена известняками и глинистыми известняками, переслаивающимися с мергелями и глинистыми мергелями.

Породы рассматриваемой пачки обыкновенно микрокристаллические до мелкокристаллических, грубодетритовые или биоморфные (табл. III, фиг. 3). Довольно часто встречаются в них перетолженные окатанные обломки пород или фауны и карбонатные песчинки (табл. III, фиг. 4 и табл. IV, фиг. 1). В разрезе скважины Кипи местами присутствуют и мелкодетритовые сгустковые глинистые известняки (табл. IV, фиг. 2). В детрите преобладают членики иглокожих и фрагменты брахиопод, реже встречаются фрагменты мшанок, трилобитов и остракод.

На северо-западе Сааремаа в ниназеской пачке можно выделить два комплекса. Верхний из них, мощность которого в скважине Мустъяла достигает 6,5 м, обнажается в береговых обрывах Ниназе, Курику и в верхней части разреза берегового обрыва Суурику. Этот комплекс характеризуется, в первую очередь, брахиоподовой фауной и соответ-

ствующим детритом. Мощность нижнего комплекса в разрезе скважины Мустъяла — 7,6 м. В этом комплексе детрит состоит главным образом из члеников иглокожих; местами в нем развиты даже криноидные известняки (табл. III, фиг. 5). Из окаменелостей характерны желваки сферических или пластинкообразных известковых водорослей и строматопоры. Комплекс обнажается в береговом обрыве Ундва и у подножия берегового обрыва Суурику.

В более южных и восточных разрезах названные комплексы не выделяются, а в скважине Метскиюла уже в верхах пачки встречаются глинистые криноидные известняки.

Как уже отмечалось, в ниназеской пачке нередко встречаются и биоморфные породы. Из них в первую очередь следует упомянуть биоморфные брахиоподовые породы, встреченные в виде маломощных линз или прослоев в разрезах скважин Кипи, Мустъяла и др. Они образованы массовыми скоплениями атрипид (*Atrypa reticularis* var. *dzwinogradensis* Kozl.), спириферид, ортид и др. Часто наблюдается и массовое распространение желваков известковых водорослей (табл. III, фиг. 6), реже кораллов или строматопор. На береговом обрыве Ундва обнажаются мшанковые биостромы, образующие линзовидные, резко отграниченные от вмещающей породы тела в криноидных известняках нижнего комплекса. Их поперечник доходит до 1 м, а мощность — до 0,4 м. В слоях верхнего комплекса ниназеской пачки изучен и другой тип биостром, которые обнажаются в восточной части берегового обрыва Суурику. Эти биостромы, образованные строматопорами, мшанками и криноидеями, имеют более крупные размеры. Поперечник их доходит до 7 м, мощность — до 2 м. В биостромах обоих типов встречается и «пассивная» фауна в виде брахиопод, остракод и других, а также частые линзы глинистых мергелей и пустоты, заполненные кристаллами кальцита.

Фауна в ниназеской пачке обильная и разнообразная. Из более типичных видов назовем: *Stromatolithi* sp., *Solenopora* sp., *Clathrodictyon regulare* (Ros.), *Cl. jaani* Riab., *Dictyonema crassibasale* Gurlay, *Thallograptus cervicornis* Spencer, *Coenites repens* (L.), *Mesofavosites obliquus secundus* Klaamann, *Mf. imbellis* Klaamann, *Syringolites kunthianus* (Lindstr.), *Subalveolites sokolovi* Klaamann, *Thamnopora undvaensis* Klaamann, *Catenipora vespertina* Klaamann, *C. panga* Klaamann, *Haly-sites senior* Klaamann, *Heliolites decipiens* (M'Coy), *Propora tubulata* (Lonsd.), *Ptilodictya lanceolata* Goldf., *Amphistrophia podolica* (Siemiradzki), *Dolerorthis rustica* var. *osiliensis* (Schr.), *Fardenia pecten* (L.), *Atrypa reticularis* var. *dzwinogradensis* Kozl., *Camarotoechia nucula* (Sow.), *C. baltica* (Gagel), *Sphaerirhynchia* (*Estonirhynchia*) *estonica* H. Schmidt, *Spirifer* (*Howeella*) *laeviplicatus jaaniensis* Usar in coll., *Rhynchospirina salteri* (Dav.), *Kionoceras* sp., *Conularia* sp., *Calymene tuberculata* Brunn., *Encrinurus punctatus* (Wahl.), *Lichas* sp., *Bythocypris symmetrica* Jones и др.

Парамаяская пачка — J₁P

Парамаяская пачка на востоке залегает над мустъялаской и на западе — над ниназеской пачкой. В составе пачки встречаются обычно сильно глинистые доломиты и доломитовые мергели со сравнительно частой фауной. Она вскрыта всеми буровыми скважинами, кроме скв. в Пангамяги. Пачка обнажается на северо-востоке о-ва Сааремаа, на островах Муху и Кесселайд и в материковой части Эстонии. Наиболее известными обнажениями являются береговые обрывы Парамая

(табл. II, фиг. 1), Ойу (табл. I, фиг. 1), Каутлику, Пюссина, Кессе и Уйзу, а также обнажения с. Авасте (табл. II, фиг. 2) и Ядивере.

Нижняя граница пачки и верхняя ее граница, на широкой площади совпадающая с границей между яанским и яагарахуским горизонтами, описаны выше. Мощность парамаяской пачки в разрезе скважины Кипи — 5,4, в Мустъяла — 10,0, в Кингисеппе — 13,2, в Карья-Пярсамаа — 15,2, в Коонга — 14,3, в Пярну — 11,6 и в Тори — 13,3 м. Наибольшая мощность — свыше 16,1 м — установлена в разрезе скважины Яани.

Судя по разрезам скважин Коонга, Тори и Пярну (см. рис. 3), рассматриваемая пачка выклинивается в южном направлении и постепенно замещается слоями мустъялаской пачки. Уменьшение мощности пачки в западном направлении происходит за счет увеличения мощности ниназеской пачки (см. рис. 3).

Парамаяская пачка представлена главным образом сильно глинистыми доломитами. В меньшей мере встречаются доломитовые мергели и глинистые доломиты. В разрезе скважины Кипи пачка сложена мергелями с прослоями глинистого известняка. В скважине Тори верхняя часть пачки сложена комплексом глинистого доломитового мергеля мощностью 1 м. Характерным для всей пачки является наличие тонких прослоев или линз более глинистых или карбонатных пород.

Породы парамаяской пачки в основном микро- и мелкокристаллические. Содержание детрита обычно относительно редкое, но более или менее равномерное. В детрите преобладают фрагменты брахиопод, реже встречаются фрагменты иглокожих, трилобитов, остракод и т. д. Очень редко отмечаются биоморфные и грубодетритовые породы. Последние наблюдаются, например, в виде прослоев в керне скважины Кипи (табл. IV, фиг. 4), где они переходят в породы нижележащей ниназеской пачки.

Как уже указывалось, породы парамаяской пачки на широкой площади доломитизированы. Поэтому детрит и окаменелости обычно пиритизированы или выщелочены. В последнем случае породы слабо кавернозные. Местами каверны покрыты мелкими кристалликами пирита. Кристаллики пирита или их агрегаты встречаются и в виде спорадических включений в породе пачки. На восточном побережье пролива Суур-Вяйн (обнажения Уйзу и Саастна) встречаются в изобилии и агрегаты довольно крупных кристаллов пирита, диаметр которых местами превышает 1 см. Последние во многих случаях связаны с пиритизированными окаменелостями (табл. IV, фиг. 6).

Представляет интерес наличие серии поверхностей перерыва и двух прослоев межформационного конгломерата (табл. IV, фиг. 5) в разрезе скважины Пярну. Отдельные маломощные прослойки конгломерата обнаружены также в скважинах Тори и Кипи.

Фауна в парамаяской пачке не обильная, но она хорошо известна благодаря прекрасному местонахождению фауны на берегу моря у пос. Яани. В последние годы открыты еще два богатых местонахождения — на берегу моря у Выркая (о-в Муху) и у берегового обрыва Уйзу. Встречающиеся в последних окаменелости имеют более плохую сохранность, чем у пос. Яани. Характерным для всех названных местонахождений является то, что обилие фауны в них обусловлено вторичным обогащением в результате действия морских волн. Фауна из этих местонахождений собрана в береговых валах.

Наиболее типичны для парамаяской пачки следующие виды: *Actinostroma sokolovi* Riab., *Clathrodictyon regulare* (Ros.), *Cl. regulare* var. *conodigitiata* Riab., *Cl. jaani* Riab., *Cl. microtuberculatum* Riab.,

Rosenella dentata var. *lineata* Riab., *R. tuberculata* Riab., *Palaeofavosites forbesiformis porosa* Sok., *Pf. balticus septosa* Sok., *Pf. jaaniensis* Sok., *Pf. saaremicus* Sok., *Mesofavosites obliquus* Sok., *Mf. densus* Sok., *Favosites favosus* (Goldf.), *F. jaaniensis* Sok., *Catenipora oriens* Klammann, *Streptelasma calicula* (Hall), *Schlotheimophyllum patellatum* (Schloth.), *Cornulites vagans* Schr., *Lingula* sp., *Dolerorthis rustica osiliensis* (Schr.), *Parmorthis elegantula* (Dalm.), *Plectodonta transversalis* (Wahl.), *Leptaena rhomboidalis* (Wilck.), *Amphistrophia podolica* (Siemiradzki), *Camaratoechia bidentata* (His.), *C. nucula* (Sow.), *C. baltica* (Gagel), *Sphaerirhynchia* (*Estonirhynchia*) *estonica* H. Schmidt, *Atrypa reticularis* var. *dzwinogrodensis* Kozl., *Spirifer* (*Eospirifer*) *radiatus* Sow., *Rhynchospirina salteri* (Dav.), *Poleumita discors* (Sow.), *Platyceras cornutum* His., *Bumastus barriensis* Murch., *Calymene tuberculata* Brunn., *Proetus concinnus* var. *osiliensis* Schm., *Acidaspis marklini* Ang., *Encrinurus punctatus* (Wahl.), *Bythocypris symmetrica* Jones и др.

Условия образования осадков в яаниское время

В первой половине венлока, когда происходило накопление осадков яаниского горизонта, в связи с общей регрессией силурийского моря в Северной Прибалтике, в юго-западной части Эстонии господствовали морские условия. Северная и восточная окраины Эстонии были в то время уже областями сноса. По схеме изолиний мощностей яаниского горизонта (рис. 2) можно заключить, что отложение происходило в заливообразном бассейне, который быстро углублялся в юго-западном направлении, соединяясь с Балтийской синеклизой.

Расположенный на южном склоне Балтийского щита, т. е. и в границах Эстонской ССР, участок венлокского бассейна был мелководным морем с нормальной соленостью воды.

Фациальные условия в начале яаниского времени являются непосредственным продолжением условий, господствовавших в конце лландовери в глинистой литофации адавереского горизонта. В начале венлока глинистая литофация переместилась дальше на северо-восток, что обусловило отложение на всем протяжении нижней части яаниского горизонта богатых глинистым материалом осадков (J_1M).

Глубину бассейна во время накопления осадков мустъялаской пачки можно оценить в среднем в 100 м. Характерным является обильный и относительно равномерный принос терригенного материала с северо-востока и с севера. Более резкие колебания в составе пород были явно обусловлены колебательными движениями. На наличие последних указывают и поверхности перерыва в разрезах скважин Коонга, Пярну и Тори. Эти поверхности образовались в более мелководном участке бассейна. Относительно равномерное распределение терригенного материала в породах и резко восстановительная среда, в которой происходило интенсивное образование сульфидов железа уже в ранних стадиях диагенеза, указывают на слабое движение воды. Приток свободного кислорода был поэтому затруднен. Все это, а также интенсивное осаждение глинистого материала создало неблагоприятные условия для развития бентоса.

Осадки мустъялаской пачки отлагались в более глубоководных участках бассейна, чем осадки парамаяской пачки. Из этого можно заключить, что дальше к юго-западу указанная пачка занимает всю мощность яаниского горизонта и в более мелководных участках бассейна замещается целиком парамаяской пачкой. На это указывают и увеличение

мощности парамаейской пачки в северном направлении, а также встречаемые в мустъялаской пачке сильно глинистые доломиты в материковой части Эстонии. Как уже указывалось, последние близки к породам парамаейской пачки.

Во второй половине яаниского времени произошла небольшая регрессия моря. В это время, вероятно, под влиянием колебательных движений, вызвавших регрессию, возникла обширная мель или остров к западу или юго-западу от о-ва Сааремаа. Наличие последнего указывает на литофациальный характер не только верхних слоев яаниского горизонта, но также яагарахуского, каармаского и паадлаского горизонтов. Общей чертой для всех названных горизонтов является то, что их отложение на западе Сааремаа произошло в более мелководных условиях, чем в средней или восточной части острова.

Глубина бассейна в районе отложения ниназеской пачки (J_1N) составляла примерно 30—40 м. Принос терригенного материала был относительно небольшим и неравномерным. Движение воды было интенсивное, что подтверждается нахождением в породах переотложенных карбонатных частиц, окатанных фрагментов окаменелостей и т. д. Мелкая, с нормальной соленостью относительно чистая вода создавала благоприятные условия для развития фауны, а также флоры в виде известковых водорослей. Местами развивались даже небольшие мшанковые, криноидные и строматопоровые банки.

Осадки парамаейской пачки отлагались на глубине в среднем 50 м при более интенсивном и равномерном приносе терригенного материала, чем в районе развития ниназеской пачки. Движение воды было слабое. На наличие колебательных движений указывают поверхности перерыва и отдельные конгломератовые прослойки, образовавшиеся в более мелководных участках бассейна. Фауна в парамаейской пачке более обильная, чем в мустъялаской, но более редкая, чем в ниназеской пачке.

Во второй половине яаниского времени произошло медленное опускание дна бассейна, которое обусловило постепенное перемещение парамаейской фации в западном направлении, где парамаейская пачка частично залегает над ниназеской пачкой. В конце яаниского времени произошла относительно интенсивная регрессия. В некоторых участках бассейна накопление осадков прекратилось и образовалась поверхность перерыва, которая прослеживается на северо-востоке о-ва Сааремаа и в разрезе скважины Кипи. Последующая трансгрессия уже обозначает начало яагарахуского времени.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

ЛИТЕРАТУРА

- Аалоз А. О. 1956. Рифовая фация в яагарахуском горизонте силура Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I.
- Аалоз А. О. и др. 1958. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Институт геологии АН ЭССР. Таллин.
- Аалоз А. О. 1960. Новое в стратиграфии силура Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
- Клааманн Э. 1961. Табуляты и гелиолитиды венлока Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, VI.
- Рухин Л. Б. 1953. Основы литологии. Гостоптехиздат, Л.—М.
- Рябинин В. Н. 1951. Строматопоронидеи Эстонской ССР. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 43.
- Соколов Б. С. 1952. Табуляты палеозоя Европейской части СССР, часть III. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 58.

- Bekker, H. 1925. Lühike ülevaade Eesti geoloogiast. Koguteos Eesti. Tartu.
- Luha, A. 1930. Über Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen im Gebiete der Saaremaa-(Ösel-)Schichten in Eesti. Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu, Nr. 22.
- Luha, A. 1933. Eesti. Geoloogiline koostis. Eesti Entsüklopeedia II. Tartu.
- Luha, A. 1946. Eesti NSV maavarad. ENSV Majanduse Teadusliku Uurimise Instituut. RK «Teaduslik Kirjandus». Tartu.
- Schmidt, Fr. 1858. Untersuchungen über die silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl. Ser. 1, Bd. II.
- Schmidt, Fr. 1881. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischen Übersicht der ostbaltischen Silurgebiets. Abt. I Mém. Acad. Sci. St.-Pétersb., ser. VII, t. XXX, № 1.
- Schmidt, Fr. 1891. Einige Bemerkungen über das baltische Obersilur in Veranlassung der Arbeit des Prof. W. Dames über die Schichtenfolge der Silurbildungen Gotlands. Bull. Acad. Sci. St.-Pétersb., t. XXXIV, p. 381—400.

JAANI LADEME (J₁) STRATIGRAAFIA

A. AALOE

Resümee

Uenloki ladejärku kuuluva jaani lademe avamus kulgeb kitsa vöötmena piki Saaremaa ja Muhu põhjarannikut. Eesti mandril levib avamus Suure väina idarannikult Väandra ümbruseni.

Jaani lademe paksus on idas, Tõlla puurprofiilis ilmselt 9,8 m, Toris 30,5 m ning läänes, Mustjala puurprofiilis 56,6 m (joon. 2).

Lademe alumise osa moodustab mustjala kihistik (J₁M), mille paksus on 17,1 kuni 35,6 m. Mandril koosneb mustjala kihistik peamiselt rohekashallidest dolomiitmerglitest ja merglitest. Vähemal määral esinevad mergeldolomiidid ja dolomiitsed savid, veelgi harvemini dolomiitmergelsavid. Saaremaal levivad mustjala kihistikus peamiselt rohekashallid merglid, mergelsavid ja lubjakad savid. Kihistiku omapäraks on detriidi ning fossiilide suhteliselt harv esinemine.

Ninase kihistik (J₁N) moodustab Lääne-Saaremaal jaani lademe ülemise osa ning suidub Karja-Pärsamaast idas. Tagamõisa poolsaarel ning avamuse piirkonnas kuni Panga pangani haarab kihistik jaani lademe ülemise osa tervikuna, puurprofiilides lasub sellel paramaja kihistik (joon. 3). Kihistiku paksus on 18,2 m (Kipi puurprofiilis) kuni 4,6 m (Karja-Pärsamaa puurprofiilis). Ninase kihistik on esindatud peamiselt jämedadetriidilise rohke faunaga, osalt biomorfsete savikate lubjakivide, mergellubjakivide või harvemini lubjakividega. Ninase ja Panga pangal, samuti Mustjala puurprofiilis levivad kihistikus savikad dolomiidid ja mergeldolomiidid.

Loode-Saaremaal jaguneb käsitletav kihistik kaheks kompleksiks. Neist ülemist, mille paksus on Mustjala puurprofiilis 6,5 m, iseloomustab esmajoones brahhiopoodidefauna ja detriidi esinemine. Alumises kompleksis (paksus Mustjala puurprofiilis 7,6 m) levib seevastu peamiselt krinoidide detriit ning kivististest on valdavad lubivetikad ja stromatopoorid.

Tagamõisa poolsaare pankadel leidub kihistikus väikseid stromatopooride, sammalloomade ja krinoidide poolt moodustatud biostroome.

Paramaja kihistik (J₁P) levib jaani lademe ülemises osas, lasudes mustjala ja osaliselt ninase kihistikul. Kihistiku paksus on 5,4 m (Kipi puurprofiilis) kuni 16,1 m (Jaani puurprofiilis). Paramaja kihistik koosneb põhiliselt peene- kuni mikrokristallilistest mergeldolomiitidest ja dolomiitmerglitest. Harvem leidub ka savikat dolomiiti, mergellubja-

kive ja merglit. Kivimile on sageli iseloomulik püriidistunud detriidi ja fauna keskmine sisaldus.

Jaani lade on settinud Eesti NSV territooriumi kaguosa haaranud lahekujulises madalaveelises normaalse soolusega merelises basseinis. Mustjala kihistiku settimise ajal oli basseini sügavus keskmiselt 100 m. Iseloomulik oli intensiivne ja suhteliselt ühtlane terrigeense ainese juurdevool ning vee vähene liikuvus.

Kerkeliikumiste tõttu jaani ea teise poole alguses madaldus bassein 30—50 meetrini. Põhjaelustik muutus arvukamaks. Praeguse Lääne-Saaremaa piirkonnas, kus meri oli ilmselt madalam ning terrigeense materjali juurdevool suhteliselt vähene, arenesid isegi väikesed sammalloomade, stromatopooride jt. kehvlid. Veeriste, konglomeraatide ja diskontinueeritud pindade esinemine viitab intensiivsematele kõikuvatele liikumistele ninase ja paramaja kihistike settimise ajal. Ülekaalus olid siiski vajumisliikumised, mis põhjustasid paramaja kihistiku kujunemise alal valitsenud fatsiaalsete tingimuste levikupiirkonna aeglase laiendamise lääne suunas (vrd. joon. 3). Uus regressioon ning sellele järgnenud transgressioon tähistasid juba jaagarahu ea algust.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

STRATIGRAPHY OF THE JAANI STAGE (J₁)

A. AALOE

Summary

The outcrop area of the Wenlockian Jaani stage runs in a narrow stripe along the northern shore of the islands of Saaremaa and Muhu. In the continental part of Estonia it stretches from the east coast of the strait Suur Väin to the environs of Vändra (fig. 1).

In the bore section of Koonga and further east the lower boundary of the Jaani stage is represented as an abrupt contact between the dolomites of the Adavere stage (H) and the dolomitic marls of the Jaani stage. In the distribution area of the argillaceous facies of the Adavere stage (to the west of the line *a—b* in fig. 1) the boundary is drawn on top of the upper metabentonite interlayer of the Adavere stage.

The upper boundary of the stage is generally definite; the dolomitic marls or argillaceous limestones of the Jaani stage are overlaid by the dolomite of the Jaagarahu stage (pl. I, fig. 1), or, in some places in the western part of the Island of Saaremaa — by limestone. In the northeast of Saaremaa and in the bore section of Kipi, at the boundary, a surface of discontinuity is observed.

The thickness of the Jaani stage in the east, in the bore hole of Tõlla is definitely 9.8 m, at Tori — 30.5 m, and in the west, in the bore hole of Mustjala — 56.6 m (fig. 2).

The lower part of the stage is represented by the Mustjala member (J₁M), the thickness of which varies from 17.1 to 35.6 m. On the continent the Mustjala member is mainly composed of greenish-grey dolomitic marls and marls. To a smaller extent argillaceous dolomites and dolomitic clays occur, and even more rarely — dolomitic clay marls. On the Island of Saaremaa the Mustjala member consists of greenish-grey marls, clay marls and calcareous clays. Typical to that member is a comparatively rare occurrence of shelly detritus and fossils.

The Ninase member (J_1N) forms the upper part of the Jaani stage in the west of Saaremaa, and it is thinning out east of Karja-Pärsamaa. On the peninsula of Tagamõisa and in the outcrop area up to the cliff of Panga the member embraces all the upper strata of the Jaani stage, and in the bore holes the Paramaja member (fig. 3) is seen overlying it. The thickness of the member ranges from 18.2 m (in the bore hole of Kipi) to 4.6 m (in the bore hole of Karja-Pärsamaa). The Ninase member is represented mainly by argillaceous limestones with coarse shelly detritus and with an abundant fauna, and partly by shelly argillaceous limestones, and, less frequently — limestones. At the cliffs of Ninase and Panga, as well as in the borehole of Mustjala, argillaceous dolomites occur in the member.

In the northwestern part of the Island of Saaremaa the member dealt with is divided into two complexes. The upper one with the thickness of 6.5 m in the bore hole of Mustjala is characterized, first of all, by the occurrence of the fauna and fragments of brachiopods. In the lower complex (with a thickness of 7.6 m in the bore hole of Mustjala), however, detritus of crinoids occurs, and of the fossils calcareous algae and stromatopores prevail.

In the cliffs of the Tagamõisa peninsula the member contains small biostromes formed by stromatopores, bryozoa and crinoids.

The Paramaja member (J_1P) includes the uppermost strata of the Jaani stage. It lies above the Mustjala and partly also the Ninase member. The thickness of the member ranges between 5.4 m (in the bore hole of Kipi) and 16.1 m (in the bore hole of Jaani). The Paramaja member is composed mainly of fine to microcrystalline argillaceous dolomites and dolomitic marls. Less frequent is the occurrence of argillaceous limestones and marls. Typical to the rock is a medium frequency of shelly detritus and fauna. The latter is mostly pyritized.

The rocks of the Jaani stage were formed in the bay-shaped shallow sea basin with normal salinity, which covered the whole of the southwest part of the territory of present-day Estonia. At the time of the deposition of the Mustjala member the depth of the basin was 100 m on the average. Typical was an intensive and relatively constant influx of terrigenous material as well as a low fluctuation of the water.

At the beginning of the second half of the Jaani age the depth of the basin decreased to 30—50 m owing to the warping movement. The bottom-fauna became more abundant. In the region of the western part of Saaremaa of today, where the sea was obviously shallower and the influx of terrigenous material relatively sparse, smaller banks of stromatopores and bryozoa were formed. The occurrence of limestone pebbles, conglomerates and surfaces of discontinuity point to the existence of more intensive warping movements at the time of the deposition of the Ninase and Paramaja members. Generally, however, the prevailing movement was subsidence, causing a slow migration of the Paramaja facies in the western direction (fig. 3). A new regression and a subsequent transgression already marked the beginning of the Jaagarahu age.

*Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.,
Institute of Geology*