

УДК 551.732/733(474.2)

Хельо ХЕЙНСАЛУ, Вийве ВИЙРА, Кайса МЕНС, Т. ОЯ, И. ПУУРА

КЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИЕ ПОГРАНИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЗРЕЗА ЮЛГАЗЕ, СЕВЕРНАЯ ЭСТОНИЯ (неостратотип маардуской пачки)

Началом расчленения толщи оболовых песчаников Эстонии можно считать работы А. Эпика, который подразделил ее на три зоны (Õrik, 1929). Нижняя зона ($A_{2\alpha}$) — песчаники с фауной *Lingula* = *Lingulella*, *Obolus* и *Acrotreta*. Средняя зона ($A_{2\beta}$) — линзовидно залегающий «оболовый конгломерат» (1—3 линзы). Верхняя зона ($A_{2\gamma}$) — оболовые песчаники с прослоями диктионемовых сланцев, в которых встречаются *Dictyoneta* (= *Rhabdinopora*) *flabelliforme*. В Северо-Западной Эстонии в кровле верхней зоны залегают еще детритовые песчаники и «пиристовый слой», которые в восточной части Северной Эстонии отсутствуют.

Географические названия для отдельных подразделений оболовой толщи ввел К. Мююрисепп (1958a, б; 1960). Он выделил в ней юлгазескую и маардускую пачки, а толщу диктионемовых сланцев (граптолитовых аргиллитов) назвал тюрисалуской пачкой. Маардуская пачка объединяет верхнюю и среднюю зоны А. Эпика с включением в нее базального конгломерата западнее Таллина и небольшой по мощности (около 1 м) части разреза, которая залегают под «оболовым конгломератом» в районе Азери—Сака. Первоначальный объем маардуской пачки по К. Мююрисеппу соответствует современному объему каллавереской свиты (без юлгазеских отложений; решение ПБРМСК, декабрь, 1982). В ходе дальнейшего изучения каллавереской свиты в ней выделялись пачки, которых к данному времени насчитывается пять — в западной части Северной Эстонии (до г. Кунда включительно) снизу вверх маардуская, суурйыгская, кателаская; в восточной части раннуская и орасояская (Loog, 1964; Лоог, Кивимяги, 1968; Кальо, Кивимяги, 1976; Хейнсалу, 1981, 1987).

Рассматриваемая в настоящей статье маардуская пачка принимается в объеме, предложенном А. Лоогом, за исключением маардуских отложений в районе Азери—Сака (Loog, 1964; Лоог, Кивимяги, 1968). Следовательно, в настоящее время она соответствует нижней части маардуской пачки по К. Мююрисеппу (без детритовых песчаников) и распространяется только на западе Северной Эстонии до г. Кунда (Тоолсе) включительно.

Следует отметить, что К. Мююрисепп говорил о типичности разреза маардуской пачки в окрестностях Маарду, не указывая конкретного стратотипа (Мююрисепп, 1958a). Стратотипом маардуской пачки (в новом объеме, без детритовых песчаников) А. Лоог и Э. Кивимяги (1968) назвали карьер Маарду, приводя конкретный разрез в забое того времени. Однако многолетний опыт изучения разрезов карьера показывает их изменчивость как по мощности, так и по деталям литологического строения. В результате передвижения фронта работ, к настоящему времени уже потеряна возможность увидеть ранее описанный стратотипический разрез пачки. Поэтому в качестве неостратотипа маардуской пачки предлагается разрез на глинте Юлгазе у развалин обогатительной фабрики бывшего акционерного общества «Eesti Vösvoriit».

Это же обнажение является стратотипом каллавереской свиты, а стратотип юлгазеской свиты расположен примерно 100 м восточнее, около устья водоотливной штольни бывшего рудника.

Нижняя часть разреза маардуской пачки мощностью 1,5 м обнажается в штольне бывшего рудника, где в 20-е годы вышеупомянутым акционерным обществом добывалась фосфоритовая руда. Верхние 2 м можно увидеть непосредственно выше устья штольни в расчистке глинта.

Подстилаются отложения маардуской пачки отложениями юлгазеской свиты верхнего кембрия (Волкова, 1982; Менс, 1984; Боровко, Сергеева, 1985). Непосредственно под маардускими отложениями залегают:

+0,5 м — песчаник кварцевый, желтовато-серый, мелкозернистый алевритовый, хорошо отсортированный, средне сцементированный. Встречается *Torelrella sulcata* Missarzhevski.

Контакт между юлгазескими и маардускими отложениями резкий, слегка волнистый, местами в кровле юлгазеских пород наблюдаются мелкие углубления, заполненные маардускими отложениями.

Неостратотипический разрез маардуской пачки представлен следующей последовательностью слоев (снизу вверх):

1,10 м — брахиоподовый ракушечник, представленный скоплениями фрагментов и целых (или почти целых), в основном коричневых беззамковых брахиопод *Schmidtites celatus* (Volborth), *Ungula ingrlica* (Eichwald), *Keyserlingia buchii* (Verneuil) и *Oepikites obtusus* (Mickwitz) в мелкозернистом кварцевом песчанике. Цвет породы меняется снизу вверх от коричневого до светло-желтого в зависимости от количества фрагментов брахиопод. Створки в нижнем 0,2—0,3 м слое являются порообразующим компонентом при содержании их около 65%. Преобладают (примерно 95%) створки *U. ingrlica* и *S. celatus*. Их концентрация уменьшается снизу вверх до 15%, главным образом за счет уменьшения содержания крупных створок *U. ingrlica*, которые в верхней трети слоя практически отсутствуют. Наряду с *S. celatus* здесь появляются отдельные створки *O. obtusus*.

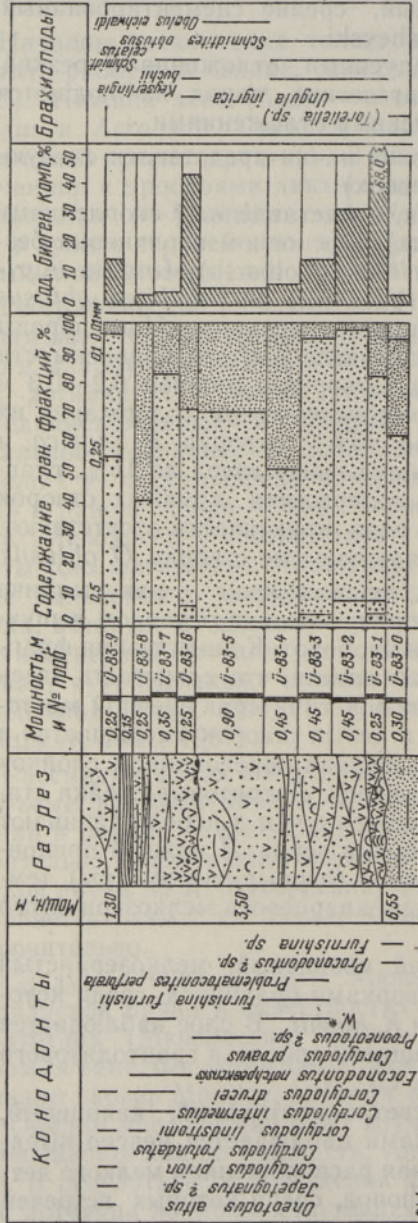
Фрагменты и створки брахиопод расположены в ракушечнике всегда по косым слойкам. Целые створки лежат в основном выпуклой стороной кверху, но встречаются и наоборот. Концентрация фрагментов в нижних 0,2—0,3 м настолько велика, что слоистость здесь замаскирована — это захоронение створок типа «ракушечной мостовой». Вверх по слою доля фрагментов и целых створок уменьшается и четко видна косая слоистость, обусловленная чередованием слойков из зерен кварца, детрита или целых створок. Детритовые слойки становятся реже в верхней трети слоя, в связи с чем в породе начинают преобладать светло-желтоватые кварцевые зерна. В нижней приконтактной части слоя встречаются мелкие (первые сантиметры) темные плоские фосфатизированные гальки кварцевого мелкозернистого песчаника или алевролита.

0,4—0,5 м — песчаник, светло-желтый кварцевый, мелкозернистый алевритовый, с редким детритом и створками брахиопод, среди которых встречены *S. celatus*, *O. obtusus* и *K. buchii*. В слое наблюдается 4—5 волнистых, местами выклинивающихся прослоев граптолитового аргиллита мощностью от 3 мм до 2—3 см.

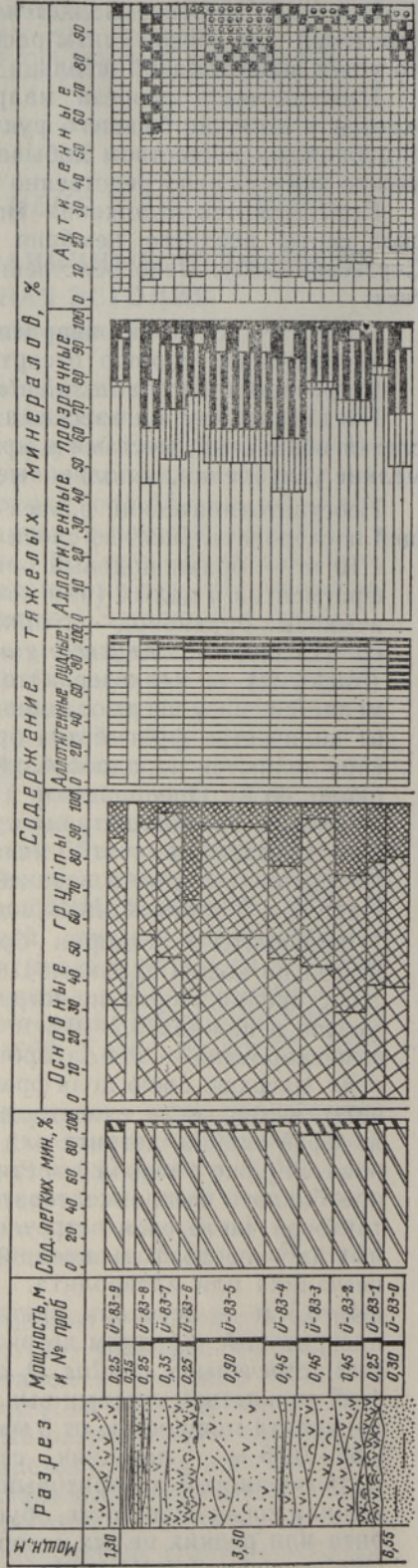
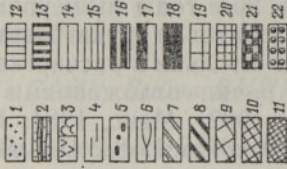
0,85—0,90 м — песчаник, серовато-светло-желтоватый, кварцевый, мелкозернистый алевритовый. Участками наблюдается неясно выраженная косая слоистость, обусловленная расположением мелкого детрита или редких целых створок брахиопод, среди которых встречен *Obolus eichwaldi* Mickwitz.

0,25 м — брахиоподовый ракушечник с *U. ingrlica*, *S. celatus*, *K. buchii* и *O. eichwaldi*. Цвет породы меняется по слою снизу вверх от ржаво-

ОБН. Ю Л Г А З Е



* *Westergeraedodina* cf. *bicuspidata*



коричневого до желтоватого в зависимости от содержания фрагментов брахиопод. Нижняя часть породы неслоистая из-за нагромождения створок («ракушечная мостовая»), верхняя часть почти горизонтальнослоистая — слои из фрагментов створок расположены в мелкозернистом кварцевом песчанике через 1—5 мм. По сравнению с нижним слоем ракушечника целых створок здесь относительно мало. Содержание фрагментов брахиопод в среднем 40—45%. Нижняя граница ракушечника (как и вышеописанного нижнего ракушечника) очень резкая, с мелкими неровностями глубиной 1—1,5 см. В его основании встречены мелкие плоские темные фосфатизированные гальки.

0,35 м — песчаник, светло-желтоватый, кварцевый, мелкозернистый, с очень редкими тонкими волнистыми прослоями граптолитового аргиллита.

0,25 м — алевролит, светло-желтоватый, крупнозернистый, с редким детритом и единичными целыми створками брахиопод. По всему слою (за исключением верхних 5 см) много тонких, чаще всего волнистых прослоев граптолитового аргиллита, которые местами сливаются, образуя прослой мощностью 3—4 см.

0,15 м — граптолитовый аргиллит, который в верхней и нижней 3—4 сантиметровой части содержит линзочки и прослой светлого алевролита мощностью 1—1,5 см.

Выше маардуских залегают отложения суурыйгической пачки:

0,25 м — песчаник ржавого цвета, мелко-среднезернистый, детритистый, косослоистый, среднецементированный.

Общая мощность суурыйгической пачки 1,3 м. Контакт между маардускими и суурыйгическими отложениями литологически резкий и относительно ровный.

Итак, в литологическом строении маардуской пачки можно выделить два циклита, представленных в основании слоями брахиоподового ракушечника, постепенно переходящего кверху в мелкозернистый песчаник и завершающегося алевролитовым песчаником с прослоями граптолитовых аргиллитов.

В гранулометрическом составе отложений маардуской пачки, а именно, в их аллотигенной минеральной части (характеристика дается «по кварцу», см. Казаков, 1957) преобладающими являются зерна песчаной размерности, содержание которых по разрезу нижнего циклита колеблется от 51,4 до 97,5%. В кровле верхнего циклита (рис. 1) преобладают крупноалевритовые зерна (0,05—0,1 мм) кварца — 58,7%, песчаные (0,1—1,0 мм) составляют 40,2%. Среди последних по всему разрезу преобладает мелкопесчаная фракция (0,1—0,25 мм), содержание которой в кластогенном компоненте меняется в пределах 50,9—92,5%. Содержание средне- и крупнопесчаных зерен в большинстве случаев незначительно, оно не превышает 1%. Лишь в основании циклитов, т. е. в слоях ракушечника, их содержание возрастает до 3—9%.

По количественному содержанию на втором месте после мелкопесчаной в отложениях пачки стоит крупноалевритовая фракция с предель-

Рис. 1. Литологическая, минералогическая и фаунистическая характеристика маардуских отложений неостратотипического разреза обнажения Юлгазе.

1 — кварцевый песчаник, 2 — алевролит с прослоями граптолитовых аргиллитов, 3 — брахиоподовый детрит и целые створки, 4 — глинистость, 5 — фосфатизированные гальки, 6 — косая слоистость, 7 — кварц, 8 — полевые шпаты, 9 — аллотигенные рудные минералы, 10 — аллотигенные прозрачные минералы, 11 — аутигенные минералы, 12 — ильменит, 13 — лейкоксен, 14 — циркон, 15 — турмалин, 16 — рутил, 17 — титановые минералы, 18 — остальные (гранат, апатит, эпидот, амфиболы), 19 — пирит, 20 — гидрокислы железа, 21 — анатаз, 22 — карбонаты.

ными содержаниями от 2,5 до 58,7%. Доля мелкого алеврита (0,01—0,05 мм) незначительна — всего 0,1—1,1%. Общее увеличение кластогенных зерен алевритовой размерности в маардуской пачке всегда наблюдается в интервалах, где появляются прослои граптолитовых аргиллитов, т. е. в кровле обоих циклитов.

Пелитовые частицы в отложениях маардуской пачки приурочены только к прослоям аргиллитов. В песчано-алевритовой части разреза их содержание крайне незначительно.

Таким образом, 90—99% от общего количества кластогенных зерен в неостратотипическом разрезе маардуской пачки сосредоточено в интервале размерностей 0,05—0,25 мм. Медианные размеры и коэффициенты сортировки пород, подсчитанные по методике Л. Б. Рухина (1947), составляют чаще всего 0,15 мм и 1,24 соответственно. Следовательно, пачка представлена алевритистыми и алевритовыми мелкозернистыми песчаниками, которые в самой верхней части разреза переходят в песчаные алевролиты, а непосредственно в кровле — в граптолитовые аргиллиты с прослоями и линзочками алевролитов.

В распределении биогенного компонента (детрита брахиопод) по градулометрическим фракциям уловить закономерность пока трудно. Препятствует этому большое количество (превышающее 70—90% от отдельной фракции) агрегатов, в которых связаны как детрит, так и зерна кварца разных размеров. Пока обращает на себя внимание лишь тенденция уменьшения содержания детрита от 3 до 8 раз на границе от средне- к мелкопесчаной (0,25 мм) размерностям.

Минеральный состав отложений маардуской пачки в неостратотипе изучен в крупноалевритовой фракции (0,05—0,1 мм) кластогенного компонента иммерсионным методом по 8 пробам (таблица). Количественные соотношения минералов в тяжелой фракции (плотность более 2,89 г/см³) подсчитаны по методике, предложенной Х. А. Вийдингом (1976).

Характерным для пачки является мономинеральный кварцевый состав отложений. Лишь в прослоях брахиоподового ракушечника породообразующим становится биогенный компонент в виде фрагментов створок беззамковых брахиопод, которых особенно много в основании пачки — около 65% от всей породы.

В минеральном составе легкой фракции крупноалевритовой размерности господствующая роль принадлежит кварцу, содержание которого колеблется в пределах 90—98%, чаще всего оно более 95%. Содержание полевых шпатов 2—5%, лишь в одной пробе оно доходит до 9,3%. Коэффициент мономинеральности (отношение кварца к полевым шпатам) меняется от 17,7 до 49 и лишь в одном случае снижается до 9,7.

Зерна кварца частично (26—44% зерен) или полностью (1—24%) покрыты фосфатной оболочкой. Зерна полевых шпатов чаще всего вторично изменены, что выражается в помутнении их средней части. Большинство из них имеет хорошо выраженную прозрачную регенерационную каемку с хорошо выраженными гранями.

Содержание тяжелых минералов в крупноалевритовой фракции маардуских отложений колеблется в пределах 0,7—1,0%, лишь в случае большого содержания фосфатного брахиоподового детрита может общее содержание тяжелой фракции значительно возрасть.

Доля аутигенных минералов в тяжелой фракции составляет 3,3—32,5% и определяется прежде всего присутствием пирита и гидроокислов железа. Кроме них почти постоянно встречаются анатаз и карбонатные минералы, а эпизодически — глауконит.

Аллолитогенная часть тяжелой фракции составляет 67,5—96,7% от общего количества зерен. Соотношение рудных и прозрачных минералов варьирует в ней примерно от 1 : 1 до 1 : 5 то в пользу рудных, то в пользу прозрачных.

**Минеральный состав
крупного алеврита маардуских отложений, %**

| Минералы или их группы | Номер пробы | | | | | | | | | |
|---|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | У-83-0 | У-83-1 | У-83-2 | У-83-3 | У-83-4 | У-83-5 | У-83-6 | У-83-7 | У-83-8 | У-83-9 |
| Легкая подфракция | | | | | | | | | | |
| Кварц | 96,3 | 98,0 | 96,3 | 90,3 | 96,0 | 94,6 | 95,3 | 95,6 | 95,0 | 94,0 |
| Полевые шпаты | 3,6 | 2,0 | 3,6 | 9,3 | 4,0 | 5,3 | 4,3 | 4,3 | 5,0 | 5,3 |
| Глауконит | — | — | — | — | — | — | 0,3 | — | — | 0,3 |
| Карбонаты | — | — | — | 0,3 | — | — | 0,3 | — | — | 0,3 |
| Содержание основных групп минералов в тяжелой подфракции | | | | | | | | | | |
| Аллотигенные рудные | 37,9 | 38,9 | 28,9 | 45,4 | 47,4 | 55,2 | 34,7 | 47,9 | 55,0 | 33,2 |
| Аллотигенные прозрачные | 43,5 | 41,9 | 45,9 | 48,2 | 31,0 | 36,9 | 32,8 | 48,8 | 38,1 | 55,0 |
| Слюды (мусковит) | 1,2 | — | — | — | — | — | — | — | 0,2 | — |
| Аутигенные | 17,4 | 19,3 | 25,2 | 6,4 | 21,6 | 7,9 | 32,5 | 3,3 | 6,5 | 11,8 |
| Группа аллотигенных прозрачных минералов в тяжелой подфракции | | | | | | | | | | |
| Весьма устойчивые: | | | | | | | | | | |
| циркон | 51,4 | 82,3 | 69,8 | 76,8 | 43,4 | 52,0 | 56,5 | 53,2 | 45,2 | 78,7 |
| турмалин | 17,8 | 4,5 | 3,2 | 1,7 | 17,1 | 11,0 | 18,1 | 16,7 | 19,0 | 2,0 |
| рутил | 22,0 | 11,2 | 21,1 | 18,7 | 27,0 | 26,0 | 17,1 | 22,0 | 15,4 | 14,0 |
| корунд | — | 0,5 | — | 0,4 | — | — | — | — | — | — |
| сфен | 0,4 | 0,5 | 0,9 | 0,4 | — | 1,5 | 0,5 | — | — | 0,3 |
| брукит | — | — | — | — | — | 0,5 | 0,5 | — | — | — |
| титановые минералы | 6,8 | — | 1,8 | 0,8 | 9,2 | 6,0 | 3,1 | 3,5 | 16,7 | 1,7 |
| Среднеустойчивые: | | | | | | | | | | |
| гранат | 0,4 | — | 1,8 | 0,4 | 0,7 | 1,0 | 1,0 | 2,1 | 0,9 | 2 |
| апатит | 0,4 | 0,5 | — | — | 0,6 | — | 1,6 | 0,4 | 2,3 | 0,3 |
| Малоустойчивые: | | | | | | | | | | |
| эпидот | 0,4 | 0,5 | 1,4 | 0,8 | 2,0 | 1,0 | 1,6 | 2,1 | 0,5 | 1,0 |
| амфиболы | 0,4 | — | — | — | — | 1,0 | — | — | — | — |
| Группа аутигенных минералов в тяжелой подфракции | | | | | | | | | | |
| Пирит | 18,4 | 40,9 | 14,3 | 6,2 | 7,4 | 8,9 | 5,8 | 15,1 | 7,5 | 3,4 |
| Гидроокислы железа | 63,2 | 55,9 | 79,4 | 84,4 | 86,0 | 69,6 | 88,9 | 84,8 | 53,7 | 94,9 |
| Анатаз | 12,6 | — | 3,2 | 3,1 | 5,5 | 7,6 | 0,9 | — | 35,8 | — |
| Карбонаты | 5,7 | 3,1 | 0,8 | 3,1 | 0,9 | 13,9 | 3,7 | — | 3 | 1,7 |
| Глауконит | — | — | 2,4 | — | — | — | 0,6 | — | — | — |

Примечание: Проба У-83-0 отобрана из подстилающих юлгасеских, проба У-83-9 — из перекрывающих суурыйгских отложений.

Рудные аллотигенные минералы представлены ильменитом и лейкоксеном. Ильменита очень много, его содержание колеблется от 27 до 51,6% от всей тяжелой фракции. Соотношение ильменита к лейкоксену в данном разрезе меняется от 6:1 до 15:1, а в одной пробе даже 40:1 (рис. 1). Столь значительное преобладание ильменита в маардуских отложениях по сравнению с юлгасескими говорит о поступлении в седиментационный бассейн свежего исходного материала. Зерна ильменита в основном хорошо окатаны, часть из них носит следы лейкоксенизации. На некоторых зернах наблюдаются фосфатные оболочки.

Среди прозрачных аллотигенных господствующими являются весьма устойчивые минералы в виде постоянной ассоциации циркон—рутил—турмалин, доля которых составляет 95,4—99,0%. Циркона в этой ассоциации всегда в 2—3 раза больше, чем остальных минералов. Он хорошо окатан, преобладают короткопризматические и изометрические, реже встречаются длиннопризматические зерна. Часть зерен циркона имеет

трещинки, иногда наблюдается малаконизация. Часть зерен покрыта фосфатной пленкой.

На втором месте по количеству в этой ассоциации в большинстве случаев стоит рутил. Преобладает его темно-красная разновидность, реже встречаются золотисто-желтые зерна. Наблюдаются фосфатные оболочки.

Количество турмалина в изученном разрезе обычно меньше рутила. Особенно мало его в нижнем брахиоподовом ракушечнике, а максимальные содержания приурочены к самой верхней части разреза маардуской пачки. Среди турмалинов преобладают разновидности, плеохроирующие в зеленых и коричневато-зеленых тонах, коричневых разновидностей меньше. Встречены единичные зерна турмалина с фосфатной оболочкой.

Из других прозрачных аллотипических минералов в маардуских отложениях встречаются постоянно, но в виде единичных зерен, гранат и эпидот. Все остальные минералы этой группы (апатит, сфен, корунд, брукит) встречаются эпизодически.

Таким образом, минеральный состав кластогенного компонента отложений маардуской пачки характеризуется высокой степенью зрелости и незначительными изменениями по разрезу.

Из вторичных минералов в отложениях маардуской пачки разреза Юлгазе наиболее распространенными являются гидроокислы и сульфиды железа. Первые образуют твердую оболочку на зернах терригенных минералов и на поверхности детрита брахиопод. Образование их начинается, как правило, в углублениях поверхности, что хорошо видно на более крупных зернах кварца. Чаще всего покрыта только часть поверхности зерен или детрита. Преобладающими минеральными формами в рассматриваемом разрезе являются гидроокислы железа. Однако есть основание полагать, что гидроокислы железа являются здесь результатом окисления пирита в процессах гипергенеза, поскольку по соседству, в свежей стенке карьера Маарду преобладает пирит, особенно в слоях брахиоподового ракушечника. Кроме того, в самих створках наблюдается еще рассеянный пирит, по-видимому, метасоматического происхождения.

Карбонатные минералы представлены двумя разновидностями минералопроявлений — цементом и сегрегационными образованиями. Содержание карбонатного цемента в разрезе Юлгазе незначительно — т. е. ниже уровня чувствительности рентгеновской дифрактометрии. Карбонатный цемент в карьере Маарду встречается чаще. Там карбонат представлен доломитом с некоторой примесью изоморфных двухвалентного железа и магния. Незначительное содержание карбонатов в цементе ракушечника разреза Юлгазе может быть обусловлено почти полным его уничтожением в гипергенных условиях. К сегрегационным образованиям карбонатного минералопроявления в маардуской пачке относятся небольшие жеоды. Одна из таких найдена в основании нижнего слоя ракушечника в небольшом углублении кровли подстилающих юлгазеских отложений. Представлена она на 97,8% кальцитом (Оя, Пиррус, 1986).

Вторичный фосфат в отложениях маардуской пачки распространен в виде разных микроскопических фосфатопроявлений: в виде метасоматического замещения органического вещества в створках брахиопод (Блисковский и др., 1977), в виде фосфатного цемента и пленок на зернах терригенных минералов и обломках створок брахиопод (Горбунова, 1979). Обычно пленка покрывает только часть поверхности зерен. Начинается процесс с образования фосфатных пленок в углублениях зерен.

Фаунистическая характеристика неостратотипического разреза маардуской пачки основывается на изучении конодонтов и беззамковых брахиопод.

Конодонты в нижней части разреза мощностью 2,5 м (из общей мощности пачки 3,5 м), залегающей под слоем верхнего «оболового конгломерата», представлены немногочисленными экземплярами или вовсе отсутствуют. В основании пачки в нижнем ракушечнике (Ü-83-1 и Ü-83-2) не удалось обнаружить ни одного экземпляра. Лишь 0,7 м выше подошвы пачки, непосредственно над ракушечником появляются немногочисленные экземпляры *Furnishina furnishi*, *Westergaardodina cf. bicuspidata* и *Problematoconites perforata* сравнительно плохой сохранности (Ü-83-3 и Ü-83-4, рис. 2). Эти формы серовато-бурого цвета и снаружи покрыты непрозрачной красноватой пленкой. Индекс окраски конодонтов минимальный (ИОК=1; Epstein и др., 1977). В следующем выше интервале (Ü-83-5) алевитового мелкозернистого песчаника мощностью 0,9 м обнаружен только один экземпляр прямого высокого конуса, определенного как *Prooneotodus?* sp.

Начиная с верхнего слоя «оболового конгломерата» разрез маардуской пачки характеризуется богатым содержанием настоящих конодонтов (эуконодонтов), в основном представителей рода *Cordylodus* хорошей сохранности, обычно светлоокрашенных (желтовато-сероватые) с красноватым оттенком в базальной части. В слое ракушечника (Ü-83-6) появляются сравнительно многочисленные *Cordylodus proavus* и *Eoconodontus notchpeakensis*. Несколько выше по разрезу прибавляются *C. intermedius* и *C. drucei*, а еще выше — *C. lindstromi* (рис. 1).

В отложениях перекрывающей суурйгиской пачки появляется разнообразный комплекс конодонтов, представленный *C. rotundatus*, *C. angulatus*, *C. prion*, *Oneotodus altus*, *Iapetognatus*. Из маардуской пачки переходят *C. intermedius*, *C. lindstromi*, *C. drucei*.

Изучением других северо-прибалтийских кембрийско-ордовикских разрезов установлена местная конодонтовая зональность (Боровко и др., 1980; Боровко, Сергеева, 1985; Kaljo и др., 1986), выдержанная и в разрезе Юлгазе. Зона *Westergaardodina* охватывает разрез между слоями нижнего и верхнего ракушечников, причем нижняя половина этого интервала (Ü-83-3 и Ü-83-4) соответствует, скорее всего, подзоне *W. bicuspidata*, а верхняя (Ü-83-5) может представлять подзону *Proconodontus*. Зоне *C. proavus* соответствует слой верхнего ракушечника. Нижняя зона *C. andresi* в данном разрезе отсутствует. Выше *C. proavus* следуют зоны *C. intermedius* (Ü-83-7), *C. lindstromi* (Ü-83-8), а начиная с суурйгиской пачки — *C. rotundatus*—*C. angulatus*.

Таким образом, в разрезе неостратотипа маардуской пачки выделяются 6 конодонтовых зон или подзон, сопоставляемых с таковыми общеизвестных конодонтовых шкал (Miller, 1984). Наиболее четкая биостратиграфическая граница — появление *C. proavus* — совпадает здесь с подошвой верхнего ракушечника.

Беззамковые брахиоподы представлены 5 видами: *Schmidtites celatus* (Volborth), *Oepikites obtusus* (Mickwitz), *Keyserlingia buchii* (Verneuil), *Ungula ingrlica* (Eichwald), *Obolus eichwaldi* Mickwitz.

Названия видов здесь даны согласно ревизии Л. Е. Попова (устное сообщение). Он предлагает восстановить самостоятельный род *Ungula* Pander (1830) путем исключения части видов из состава рода *Obolus*. Так, вид *O. ingrlicus* переименован в *U. ingrlica*, а *O. triangularis* в *U. inornata* (см. Kaljo и др., 1986).

Восстановление рода *Ungula* привело к ограничению объема рода *Obolus*, включающего теперь кроме типового вида *O. apollinis* Eichwald (см. ниже) еще только виды *O. rebrovi* и *O. ruchini* Khazanovitch et Попов из среднекембрийских отложений Ленинградской области (Хазанович и др., 1984). Сюда отнесен нами вид *O. eichwaldi* Mickwitz (Mickwitz, 1896, табл. II, фиг. 15, с. 154), обнаруженный в маардуской пачке разрезов Юлгазе и карьера Маарду.

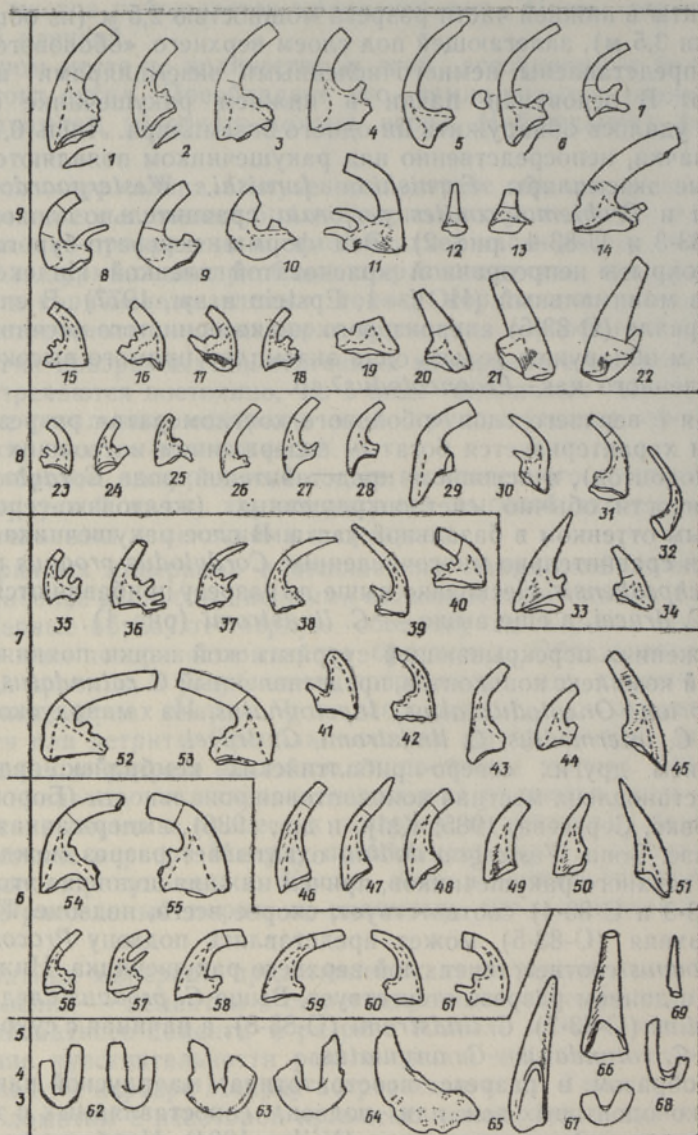


Рис. 2. Конодонты в разрезе Юлгазе. Номера слева (3—9) соответствуют пробам U-83-3 — U-83-9 (см. рис. 1).

Фиг. 1, 2. *Cordylodus* aff. *intermedius* Furnish. Фиг. 3, 4. Переходные экземпляры *Cordylodus intermedius* Furnish — *C. angulatus* Pander. Фиг. 5—7, 11. *Cordylodus angulatus* Pander. Фиг. 8—10. *Cordylodus rotundatus* Pander. Фиг. 12, 13. *Iapetognathus?* sp. Фиг. 14, 40. *Cordylodus drucei* Müller. Фиг. 15, 25, 35, 37, 38, 41—43, 56—61. *Cordylodus proavus* Müller. Фиг. 16—18, 23, 24, 36. *Cordylodus* aff. *proavus* Müller. Фиг. 19—22, 34. *Cordylodus prion* Lindström. Фиг. 26—30. *Cordylodus lindstromi* Druce et Jones. Фиг. 31, 39. *Cordylodus* sp. Фиг. 32, 46—51. *Eoconodontus notchpeakensis* (Miller). Фиг. 33, 44, 45. *Cordylodus oklahomensis* Müller. Фиг. 52—55. *Cordylodus intermedius* Furnish. Фиг. 62, 63, 67, 68. *Westergaardodina* cf. *bicuspidata* Müller. Фиг. 64. *Problematoconites perforata* Müller. Фиг. 65, 66. *Furnishina furnishi* Müller. Фиг. 69. *Prooneotodus?* sp.

Во избежание дальнейших таксономических ошибок, следует иметь в виду, что в монографии А. Миквица (Mickwitz, 1896, табл. I, фиг. 1—38; табл. II, фиг. 1—6) и вслед за ним во всех работах начиная с монографии Ч. Д. Уолкотта (Walcott, 1912), под названием *O. apollinis* описаны по ошибке экземпляры *U. ingrlica*. Только В. Ю. Горнянский (1969) вос-

становил вид *O. apollinis* по описанию голотипа в работе Э. Эйхвальда «Zoologia specialis» (Eichwald, 1829, табл. IV, фиг. 5, с. 274). Изображенные в работе В. Ю. Горянского (1969, табл. I, фиг. 1—9) экземпляры представлены видом *O. apollinis* Eichwald в принятом нами понимании. Только два из них (там же, табл. I, фиг. 10, 11), отнесенные им также к *O. apollinis* Eichwald, на самом деле являются *U. ingrlica* (Eichwald). Из вышесказанного следует, что все указания в литературе о распространении *O. apollinis* в маардуской пачке следует понимать как находки *U. ingrlica*.

U. ingrlica широко распространена в маардуской пачке на территории Эстонии, в то время как *O. apollinis* Eichwald приурочен к тосненской свите Ленинградской области. Единичные его находки имеются в Эстонии и на месторождении Раквере (скв. Р-1555). Створки *O. apollinis* (sic!) из обнажения Ягала, приведенные в работе П. Д. Тейлора (Taylor, 1984, фиг. 1А, В), должны быть отнесены к виду *Schmidtites celatus* как по морфологии, так и по присутствию проблематического эпибрионта *Marcusodictyon priscum* (Bassler), закрепленного к этим створкам. Последний обнаружен как в данном, так и в других разрезах Эстонии исключительно только на створках *S. celatus*.

Выявлено, что видовой состав и размеры брахиопод в отложениях маардуской пачки хорошо коррелируют с изменениями литологического строения: в обоих слоях ракушечника основную биомассу образуют крупные толстостенные створки и фрагменты *U. ingrlica* и сравнительно крупные экземпляры *S. celatus*, а в алеврито-песчаных разномощностях пород — мелкие формы *S. celatus* (рис. 1). Такое распределение можно объяснить приуроченностью видов к специфическим экологическим условиям, а также последующим гидродинамическим перераспределением створок.

В заключение необходимо подчеркнуть, что несмотря на выявленный по новым микропалеонтологическим исследованиям позднекембрийский возраст нижней части маардуской пачки, она, по литолого-минералогическим критериям, представляет собою единую толщу. Поэтому целесообразно сохранить ее неделимой в ранге местной литостратиграфической единицы, хотя внутри ее проходит граница между кембрием и ордовиком.

ЛИТЕРАТУРА

- Блисковский В. З., Колесникова В. М., Кузьмина Т. С. О фосфатах кальца из фосфоритов на севере Советской Прибалтики. — Литология и полезные ископаемые, 1977, № 2, 81—87.
- Боровко Н. Г., Попов Л. Е., Сергеева С. П., Хазанович К. К. Новый комплекс палеонтологических остатков из нижней части оболовых песчаников на р. Ижоре. — Докл. АН СССР, 1980, 254, № 5, 1192—1194.
- Боровко Н., Сергеева С. Конодонты верхнекембрийских отложений Балтийско-Ладожского глинта. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1985, 34, № 4, 125—129.
- Вийдинг Х. А. Об интерпретации данных минералогического анализа. — В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс, 1976, 53—59.
- Волкова Н. А. О возрасте юлгасеской пачки на границе кембрия и ордовика в Эстонии. — Сов. геология, 1982, № 2, 85—88.
- Горбунова Л. И. Минеральные образования седиментационной и диагенетической стадий формирования отложений. — В кн.: Фосфатоносные отложения ордовика Прибалтики. М., 1979, 47—81.
- Горянский В. Ю. Беззамковые брахиоподы кембрийских и ордовикских отложений северо-запада Русской платформы. Л., 1969.
- Казаков А. В. Гранулометрический анализ изучения осадочных пород «по кварцу». — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Геол. сер., 1957, вып. 152, № 64, 143—162.

- Калво Д. Л., Кивимяги Э. К. Зональное расчленение тремадока Эстонии. — В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, 56—63.
- Лоог А., Кивимяги Э. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1968, 17, № 4, 374—385.
- Менс К. Минералогическая характеристика юлгасеских отложений окрестности Маарду. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1984, 33, № 3/4, 96—103.
- Мююрисепп К. К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР. — Тез. докл. науч. сессии, посв. 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. Таллин, 1958а, 28—30.
- Мююрисепп К. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от мыса Пакерорт до р. Сясь. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1958б, III, 55—79.
- Мююрисепп К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР по данным обнажений. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1960, V, 37—44.
- Оя Т., Пиррус Э. Карбонатные минералопроявления в фосфоритоносной толще Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1986, 35, № 3, 122—130.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л., 1947.
- Хазанович К. К., Попов Л. Е., Мельникова Л. М. Беззамковые брахиоподы, остракоды (брадориниды) и хиолительминты из саблинской свиты Ленинградской области. — ПЖ, 1984, № 4, 33—47.
- Хейнсалу Х. Н. Литология фосфатоносных отложений тремадока Северной Эстонии. — Автореф. канд. дис. Таллин, 1981.
- Хейнсалу Х. Литостратиграфическое расчленение тремадокских отложений Северной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Гесл., 1987, 36, № 2, 66—78.
- Eichwald, E. Zoologia specialis. Pars prior. Vilnae, 1829.
- Epstein, A. G., Epstein, J. B., Harris, L. D. Conodont colour alteration — an index to organic metamorphism. — Geol. Surv. Prof. Pap. 995, Washington, 1977, 1—27.
- Kaljo, D., Borovko, N., Heinsalu, H., Khazanovich, K., Mens, K., Popov, L., Sergeyeva, S., Sobolevskaya, R., Viira, V. The Cambrian-Ordovician boundary in the Baltic-Ladoga clint area (North Estonia and Leningrad Region, USSR). — Proc. Acad. Sci. ESSR. Geol., 1986, 35, N 3, 97—108.
- Loog, A. Pakerordi lademe litostratigraafilisest liigestusest avamusel. — VII Eesti Loodusuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu, 1964, 82—84.
- Mickwitz, A. Über die Brachiopodengattung *Obolus* Eichwald. — Mem. Acad. Imp. St. Petersburg, 1896, Ser. 8, 4, N 2.
- Miller, J. F. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism. — Geol. Soc. America Spec. Paper, 1984, 196, 43—68.
- Pander, Ch. H. Beiträge zur Geognosie des russischen Reiches. St. Petersburg, 1830.
- Taylor, P. D. *Marcusodictyon* Bassler from the Lower Ordovician of Estonia: not the earliest bryozoan but a phosphatic problematicum. — Alcheringa, 1984, 8, N 3, 177—186.
- Walcott, Ch. D. Cambrian Brachiopoda. — In: Monogr. U. S. Geol. Survey, 51 (part 1 — Text, 872 p., part 2 — plates, 363 p.). Washington, 1912.
- Õpik, A. Der estländische *Obolenphosphorit*. Tallinn, 1929.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
5/III 1986

Heljo HEINSALU, Viive VIIRA, Kaisa MENS, T. OJA, I. PUURA

KAMBRIUMI JA ORDOVIITSIUMI PIIRIKIHID PÕHJA-EESTIS ÜLGASE PALJANDI LÄBILÕIKES

Kallavere kihistu Maardu kihistiku neostratotüübi uurimise vajadus tekkis stratotüüpse läbilõike hävinemise tõttu tegutsevas Maardu fosforiidikarjääris. Neostratotüübis on Maardu kihistiku lamamiks ülemkambriumi Ülgase kihistu kvartsaleuroliidid, mille ülemisel piiril on litoloogiliselt selgesti väljendunud settelünk. Maardu kihistik on esindatud kahe tsüklidiga; need mõlemad algavad nn. ooboluskonglomeraadiga, lähevad vertikaalsuunas üle peeneteraliseks kvartsliaivakiviks ja lõpevad aleuroliidiga, milles ilmuvad graptoliitargilliidi vahekihid. Konodontide uurimine näitas, et Maardu kihistiku alumine osa neostratotüüpses läbilõikes kuulub ülemkambriumis.

THE SECTION OF THE CAMBRIAN-ORDOVICIAN BOUNDARY BEDS IN ÜLGASE, NORTHERN ESTONIA

The stratotype of the phosphorite-bearing Maardu Member has been destroyed during the mining works in the Maardu open-cast mine. Thus, the section of the Cambrian-Ordovician boundary beds in the Ülgase cliff, near the ruins of the previous mine of the company Eesti Vosvoriit ca 20 km east of Tallinn, is proposed as a neostratotype.

The rocks of the Maardu Member lay here on the quartzose siltstones of the Ülgase Member (Upper Cambrian), with the lower boundary marked by a discontinuity surface. The Maardu Member is represented by two similar sedimentary cycles, both commencing with phosphatic shell beds changing into quartzose sandstone and terminating with argillaceous siltstones (Fig. 1).

The main mineral component in the Maardu Member is the detrital quartz, although biogenic debris and complete valves of inarticulate brachiopods sometimes prevail in the shell beds. Ilmenite, leucoxene, zircon, tourmaline and rutile are the most important allogenic heavy minerals. Alterations of the heavy mineral composition in the vertical section of the Maardu Member are insignificant.

The section of the Maardu Member is correlated with the following Baltic conodont zones (Kaljo et al., 1986): (1) Westergaardodina Zone (samples Ü-83-3, Ü-83-4, Ü-83-5); (2) *Cordylodus proavus* Zone (s. Ü-83-6); (3) *Cordylodus intermedius* Zone (s. Ü-83-7); (4) *Cordylodus lindstromi* Zone (Ü-83-8).

Inarticulate brachiopods are represented by five species: *Schmidtilites celatus*, *Oepikites obtusus*, *Keyserlingia buchii*, *Ungula ingraca* (syn. *Obolus ingriscus*), and *Obolus eichwaldi* Mickw. The phosphatic problematicum, *Marcusodictyon priscum* occurs exclusively on the valves of *Schmidtilites celatus*, which is the true name of the brachiopod specimens figured by P. D. Taylor (1984). The distribution of the brachiopod valves shows the pattern of post-mortem hydrodynamic sorting: the largest valves occur in shell beds and the decrease in the shell size is correlated to the decrease in the grain size.