

ISSN 0201-8136

## EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA TOIMETISED

# известия

### АКАДЕМИИ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

## PROCEEDINGS

OF THE ACADEMY OF SCIENCES OF THE ESTONIAN SSR



## GEOLOOGIA ГЕОЛОГИЯ GEOLOGY

36 **4** 1987 1987, 36, 4

#### 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 (Öpik, 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 диктнонемовых сланцев, в которых встречаются Dictyonema (=Rhabdinopora) flabelliforme. В Северо-Западной Эстонии в кровле верхней зоны залегают еще детритовые песчаники и «пиритовый слой», которые в восточной части Северной Эстонии отсутствуют.

Географические названия для отдельных подразделений оболовой толщи ввел К. Мююрисепп (1958а, 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 залегает 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, суурйыгиская, 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, 1958а). 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 Vosvoriit». 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 залегает:

+0,5 м — песчаник кварцевый, желтовато-серый, мелкозернистый алевритовый, хорошо отсортированный, средне сцементированный. Встречается *Torellella 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 ingrica (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 породообразующим компонентом при содержании их около 65%. Преобладают (примерно 95%) створки U. ingrica и S. celatus. Их концентрация уменьшается снизу вверх до 15%, главным образом за счет уменьшения содержания крупных створок U. ingrica, 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 приконтактовой 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. ingrica, S. celatus, K. buchii и O. eichwaldi. Цвет породы меняется по слою снизу вверх от ржаво-

Обн. ЮЛГАЗЕ



1	Sec. 1			Contraction of the second s	
	Mauth. h	Разрез	Мащнасть,м и № праб	Сод. ЛЕГКИХ МИН., % 0 20 40 60 80 100	Содержание тяжелых минералов, %
					ОСНОВНЫЕ ГРЦППЫ Аллотигенные ридные Аллотигенные прозрачные Аутигенные
h	-	··· · · /· ···			
L	1,30	· · · · · ·	0,25 0-83-9	17770	
1	-	STATISTICS TO TRAVELAND	0,15		
	-	and the second se	0,25 0-83-8		
	1	V	0,35 0-83-7	11/1	
		SUCCESSION OF THE	0,25 0-83-6	11/12	
				1111	
			0 90 H-83-5		
	3,50	· · · · · · · · · ·	0,00 0 00 0	1/12	
	73 V	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	-	A A A	
			0.45 1-83-4		
		······································		1 A A	
			0,45 1-83-3	1/10	
		no vy	045 D 020	1 A A A	
	- 1	V.V.V.V.V	0,45 0-03-2		
1	-	AVV. AVV.	0,25 0-83-1	11/12	
	5,55		0,30 0-83-0	1/1/2	
			and the second second	- the the the	

коричневого до желтоватого в зависимости от содержания фрагментов брахиопод. Нижняя часть породы неслоистая из-за нагромождения створок («ракушечная мостовая»), верхняя часть почти горизонтальнослоистая — слойки 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 глубиною 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 прослои мощностью 3—4 см.

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

Выше маардуских залегают отложения суурйыгиской пачки:

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

Общая мощность суурйыгиской пачки 1,3 м. Контакт между маардускими и суурйыгискими 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 алевритовым 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) превалируют 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.

<sup>1 —</sup> 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 — гидроокислы 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 гранулометрическим 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/см<sup>3</sup>) 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 возрастать.

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.

Аллотигенная 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, %

	Номер пробы											
Минералы или их группы	Ū-83-0	0-83-1	U-83-2	U-83-3	U-83-4	Ŭ-83-5	Ū-83-6	D-83-7	0-83-8	U-83-9		
Same and the state of the second of	Легка	я под	фрак	ция		(aligner	mp	CITE OF	inen i	in m		
Кварц Полевые шпаты Глауконит Карбонаты	96,3 3,6 —	98,0 2,0 —	96,3 3,6 —	90,3 9,3 	96,0 4,0 —	94,6 5,3 —	95,3 4,3 0,3 0,3	95,6 4,3	95,0 5,0 —	94,0 5,3 0,3 0,3		
Содержание основных групп минералов в тяжелой подфракции												
Аллотигенные рудные Аллотигенные прозрачные Слюды (мусковит) Аутигенные	37,9 43,5 1,2 17,4	38,9 41,9  19,3	28,9 45,9 	45,4 48,2  6,4	47,4 31,0 21,6	55,2 36,9 7,9	34,7 32,8 	47,9 48,8 	55,0 38,1 0,2 6,5	33,2 55,0 		
Группа аллотигенных прозрачных минералов в тяжелой подфракции												
Весьма устойчивые:												
циркон турмалин рутил корунд сфен брукит титановые минералы	51,4 17,8 22,0 	82,3 4,5 11,2 0,5 0,5 	69,8 3,2 21,1 0,9 1,8	76,8 1,7 18,7 0,4 0,4 	43,4 17,1 27,0  9,2	52,0 11,0 26,0 - 1,5 0,5 6,0	56,5 18,1 17,1 0,5 0,5 3,1	53,2 16,7 22,0 	45,2 19,0 15,4 	78,7 2,0 14,0 		
Среднеустойчивые:	0,0		-1-		*	10000		10000				
гранат апатит	0,4 0,4	-0,5	1,8	0,4	0,7 0,6	1,0	1,0 1,6	$2,1 \\ 0,4$	0,9 2,3	2 0,3		
Малоустойчивые:						The						
эпидот амфиболы	0,4 0,4	0,5	1,4	0,8	2,0	1,0 1,0	1,6	2,1	0,5	1,0		
Группа аутигенных минералов в тяжелой подфракции												
Пирит Гидроокислы железа Анатаз Карбонаты Глауконит	18,4 63,2 12,6 5,7 —	40,9 55,9 	14,3 79,4 3,2 0,8 2,4	6,2 84,4 3,1 3,1 -	7,4 86,0 5,5 0,9	8,9 69,6 7,6 13,9	5,8 88,9 0,9 3,7 0,6	15,1 84,8 	7,5 53,7 35,8 3 	3,4 94,9 		

Примечание: Проба U-83-0 отобрана из подстилающих юлгазеских, проба U-83-9 — из перекрывающих суурйыгиских 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 юлгазескими 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 аллотигенных 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 (U-83-1 и U-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 (U-83-3 и U-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 (U-83-5) алевритового 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 (Ú-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 суурйыгиской 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 (U-83-3 и U-83-4) соответствует, скорее всего, подзоне W. bicuspidata, а верхняя (U-83-5) может представлять подзону Procondontus. Зоне C. proavus соответствует слой верхнего ракушечника. Нижняя зона C. andresi в данном разрезе отсутствует. Выше C. proavus следуют зоны C. intermedius (U-83-7), C. lindstromi (U-83-8), а начиная с суурйыгиской 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 ingrica (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. ingricus переименован в U. ingrica, a 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 Popov 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.

q 34 7 t 5 68

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

0-83-3 — 0-83-9 (см. рнс. 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 Miller. 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 ci. bicuspidata Müller. Фиг. 64. Problematoconites perforata Müller. Фиг. 65, 66. Furnishina jurnishi Müller. Фиг. 69. Prooneotodus? sp.

Во избежание дальнейших таксономических ошибок, следует иметь в виду, что в монографии А. Миквица (Mickwitz, 1896, табл. І, фиг. 1— 38; табл. ІІ, 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. ingrica. Только В. Ю. Горянский (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. І, фиг. 1-9) экземпляры представлены видом O. apollinis Eichwald в принятом нами понимании. Только два из них (там же, табл. І, фиг. 10, 11), отнесенные им также к O. apollinis Eichwald, на самом деле являются U. ingrica (Eichwald). Из вышесказанного следует, что все указания в литературе о распространении O. apollinis в маардуской пачке следует понимать как находки U. ingrica.

U. ingrica 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. appollinis (sic!) из обнажения Ягала, приведенные в работе П. Д. Тейлора (Тауlor, 1984, фиг. 1A, B), должны быть отнесены к виду Schmidtites celatus как по морфологии, так и по присутствию проблематического эпибнонта 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. ingrica и сравнительно крупные экземпляры S. celatus, а в алеврито-песчаных разновидностях 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 литологоминералогическим 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 кальция из фосфори-тов 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 палеонто-логических 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-Ладож-ского 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 юлгазеской пачки на границе кембрия и ордовика в Эстонин. — 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 севе-

ро-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.

Кальо Д. Л., Кивимяги Э. К. Зональное расчленение тремадока Эстонии. - В кн.:

Граптолнты 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 юлгазеских отложений окрестности Маар-ду. — 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, 19586, Ш, 55-79.

Мююрисели 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 брахноподы, остракоды

(брадорииды) 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.

 Bertonnu. — Piss. Art SCCP. (1997, 1997, 30, 30 22, 00-76).
Eichwald, E. Zooloogia 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. USSP. Cond. 1086, 35 NI 3, 07, 108. Sci. ESSR. Geol., 1986, 35, N 3, 97–108. Loog, A. Pakerordi lademe litostratigraafilisest liigestusest avamusel. – VII Eesti Loo-

Mickwitz, A. Über die Brachiopodengattung Obolus Eichwald. — Mem. Acad. Imp. St. Petersbourg, 1896, Ser. 8, 4, N 2.
Miller, J. F. Cambrian and earliest Ordovician condont evolution, biofacies, and provin-

cialism. - Geol. Soc. America Spec. Paper, 1984, 196, 43-68.

Pander, Ch. H. Beiträge zur Geognosie des russischen Reiches. St. Petersbourg, 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.
Opik, 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 strato-tüüpse 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 tsükliidiga; need mõlemad algavad nn. ooboluskonglomeraadiga, lähevad vertikaalsuunas üle peeneteraliseks kvartsliivakiviks ja lõpevad aleuroliidiga, milles ilmuvad graptoliitargilliidi vahekihid. Konodontide uurimine näitas, et Maardu kihistiku alumine osa neostratotüüpses läbilõikes kuulub ülemkambriumisse.

#### Helio HEINSALU, Viive VIIRA, Kaisa MENS, T. OJA, I. PUURA

#### THE SECTION OF THE CAMBRIAN-ORDOVICIAN BOUNDARY BEDS IN ULGASE. NORTHERN ESTONIA

The stratotype of the phosphorite-bearing Maardu Member has been destroyed during

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 Ulgase 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 Ulgase 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 arguilaceous siltstones (Fig. 1). 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 condont

zones (Kaljo et al., 1986): (1) Westergaardodina Zone (samples U-83-3, U-83-4, U-83-5); (2) Cordylodus proavus Zone (s. U-83-6); (3) Cordylodus intermedius Zone (s. U-83-7); (4) Cordylodus lindstromi Zone (U-83-8).

(4) Cordylodus lindstromi Zone (U-83-8). Inarticulate brachiopods are represented by five species: Schmidtites celatus, Oepi-kites obtusus, Keyserlingia buchii, Ungula ingrica (syn. Obolus ingricus), and Obolus eichwaldi Mickw. The phosphatic problematicum, Marcusodictyon priscum occurs exclu-sively on the valves of Schmidtites 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.

1

The spin of the second state of the second state of the second state of the