

Я. ЛУТТ

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ ПО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМУ СПЕКТРУ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВЯЙНАМЕРИ (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ)

Вяйнамери является водоемом, который отделен от Балтийского моря крупными островами Западно-Эстонского архипелага (Сааремаа, Хийумаа, Vormsi). Слабая связь с открытым морем через узкие и неглубокие проливы, незначительные глубины, благодаря чему волнение доходит до

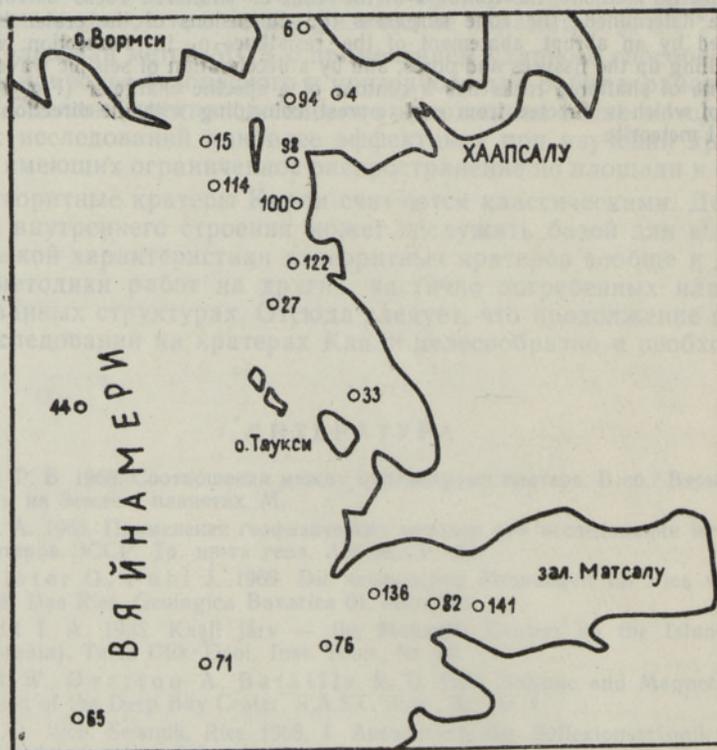


Рис. 1. Места отбора проб.

дна, большое количество маленьких островов и банок, глубокая изрезанность береговой линии и донные течения — все это наложило на ход осадконакопления в этом районе своеобразный отпечаток.

Распространение и характер донных осадков в пределах Вьянамери до настоящего времени фактически не изучались. В литературе имеются лишь некоторые данные о их палинологии (Кессел, Порк, 1971). С 1973 г. в Институте геологии АН ЭССР ведутся планомерные исследования донных отложений Вьянамери. Осенью 1973 г. с исследовательского катера «Июльдия» дночерпателем было отобрано свыше 150 проб поверхностного слоя осадков (первые 10—15 см) и большая часть из них обработана нами зимой 1974 г.

В настоящей статье приводится характеристика тяжелых минералов на основании детального изучения 17 проб из разных районов восточной части Вьянамери (рис. 1).

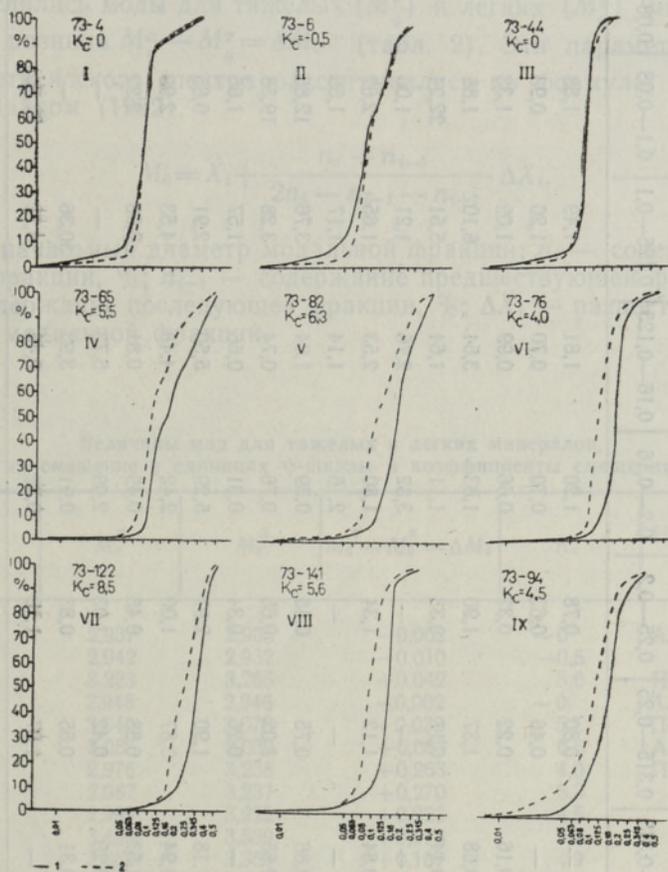


Рис. 2. Характерные кумулятивные кривые распределения легких (1) и тяжелых (2) минералов в поверхностном слое осадков восточной части Вьянамери. I—III алевриты, IV—IX пески.

Всего выполнено 155 иммерсионных анализов тяжелой фракции. Выделенные из песчано-алевритовой части осадков размерные фракции (0,5—0,4; 0,4—0,315; 0,315—0,25; 0,25—0,2; 0,2—0,16; 0,16—0,125; 0,125—0,1; 0,1—0,08; 0,08—0,063; 0,063—0,05; 0,05—0,01 мм) были подвергнуты разделению в бромформе (плотность 2,89 г/см³) на легкую и тяжелую фракции и затем подсчитан их гранулометрический состав.

Таблица 1

Выход тяжелых минералов, вес. %

Номер пробы	Фракции, м.ж										
	0,5—0,4	0,4—0,315	0,315—0,25	0,25—0,2	0,2—0,16	0,16—0,125	0,125—0,1	0,1—0,08	0,08—0,063	0,063—0,05	0,05—0,01
73-4	—	—	0,80	0,78	1,20	1,81	1,49	1,38	1,27	0,63	0,73
73-6	—	—	0,46	0,67	0,70	0,70	1,20	0,93	0,79	0,35	0,31
73-15	0,14	0,16	0,22	0,37	0,66	0,99	1,09	1,33	3,35	6,24	4,44
73-27	0,23	0,68	1,37	1,90	1,83	3,54	6,10	1,88	1,46	2,05	1,15
73-33	0,29	0,14	0,17	0,33	1,11	1,64	5,51	22,24	—	—	—
73-44	—	—	—	—	3,82	2,76	1,21	1,06	1,76	2,13	0,84
73-65	0,74	0,84	1,13	1,34	1,80	2,53	1,65	2,67	12,93	9,16	3,76
73-71	—	—	—	—	2,16	1,14	1,17	1,55	2,09	4,25	4,40
73-76	0,62	0,86	0,75	0,45	0,39	1,04	3,76	12,86	10,42	3,72	2,29
73-82	0,34	0,65	1,02	0,65	0,76	0,74	3,28	19,38	8,60	2,23	1,63
73-94	—	—	0,26	0,34	0,31	0,66	1,57	1,65	1,11	1,39	2,96
73-98	1,05	1,18	1,90	2,97	5,29	5,50	2,91	0,65	1,80	3,84	3,77
73-100	0,81	0,94	0,87	1,00	2,42	4,48	4,53	2,99	1,93	3,77	3,66
73-114	0,74	1,53	0,88	0,45	0,49	0,81	0,98	2,22	—	—	—
73-122	0,25	0,20	0,42	1,03	2,09	5,73	—	—	—	—	—
73-136	0,32	0,31	0,55	0,83	0,91	3,93	30,36	—	—	—	—
73-141	—	—	1,07	1,19	0,32	0,46	4,72	21,30	9,84	3,12	2,22
Средние	0,50	0,68	0,79	0,95	1,54	2,26	4,35	6,27	4,41	3,30	2,47
Количество проб	11	11	15	15	17	17	16	15	13	13	13

Отождествление гранулометрических составов осадка и легкой фракции (Рухин, 1969) оказалось для нашего случая неприемлемым, так как количество тяжелых минералов в отдельных случаях превышало 10% от веса всей фракции (табл. 1). Поэтому составлялись кумулятивные кривые отдельно для легких и тяжелых минералов по методике, предложенной Л. Б. Рухиным (1969).

Выход тяжелых минералов по отдельным размерным фракциям неодинаков. Минимальные концентрации приурочены к фракции 0,5—0,4 мм (в среднем 0,5% от веса фракции), максимальные — к фракции 0,1—0,08 мм (в среднем 6,2% от веса фракции). Общая картина их распределения приведена на рис. 2 и в табл. 1.

Для оценки изменения соотношения размерности минералов в образцах вычислялись моды для тяжелых (M_0^T) и легких ($M_0^Л$) минералов, а также их разница $M_0^Л - M_0^T = \Delta M_0$ (табл. 2). Эти параметры (моды) гранулометрического спектра рассчитывались по формуле, предложенной Ю. Папом (1972),

$$M_0 = X_i + \frac{n_i - n_{i-1}}{2n_i - n_{i-1} - n_{i+1}} \Delta X_i,$$

где X_i — начальный диаметр модальной фракции; n_i — содержание модальной фракции, %; n_{i-1} — содержание предшествующей фракции, %; n_{i+1} — содержание последующей фракции, %; ΔX_i — разность конечных размеров модальной фракции.

Таблица 2

Величины мод для тяжелых и легких минералов, их смещение в единицах ψ -шкалы и коэффициенты смещения

Номер пробы	M_0^T	$M_0^Л$	$M_0^Л - M_0^T = \Delta M_0$	K_c	Наименование осадка
73-4	2,937	2,935	-0,002	~0	Алеврит
73-6	2,942	2,932	-0,010	-0,5	"
73-15	3,223	3,265	+0,042	5,6	Песок
73-44	2,948	2,946	-0,002	~0	Алеврит
73-65	3,046	3,078	+0,032	5,5	Песок
73-71	3,056	3,059	+0,003	0,5	Алеврит
73-76	2,976	3,238	+0,263	4,0	Песок
73-82	2,967	3,237	+0,270	6,3	"
73-94	2,999	3,222	+0,223	4,5	"
73-98	3,463	3,539	+0,076	5,2	"
73-100	3,261	3,368	+0,107	4,9	"
73-114	3,232	3,248	+0,016	1,7	"
73-122	3,266	3,522	+0,256	8,5	"
73-141	2,956	3,172	+0,216	5,6	"

Изменение ΔM_0 (табл. 2) показывает, что моды тяжелых и легких минералов не совпадают. Для песков величина $\Delta M_0 \gg 0$, т. е. мода тяжелых минералов по сравнению с модой легких, всегда смещена в сторону более мелких размерных фракций. Для морских песков характерным, по-видимому, можно считать смещение на 1—3 размерные фракции.

Иная картина наблюдается у алевритов. Как видно из табл. 2, значение ΔM_0 для алевритов близко к нулю, т. е. смещения мод практически не происходит. Можно ли принять такой вывод в качестве общей законо-

мерности — пока сказать трудно. На этот вопрос даст ответ анализ более обширного фактического материала.

Для сравнения анализов в табл. 2 и на рис. 2 даны и коэффициенты смещения (K_c) по Л. Б. Рухину (1969). Данные автора по пескам подтверждают вывод Л. Б. Рухина о том, что коэффициент смещения для водных песков обычно равен 3—10%. Данных об алевритах в литературе нами не встречено.

Результаты, полученные по методу Л. Б. Рухина (1969) и по формуле, рекомендуемой Ю. Паапом (1972), хорошо сопоставляются, но графический метод Л. Б. Рухина более трудоемок и менее точен. Если пригодность аналитического метода для сравнения мод гранулометрических спектров легких и тяжелых минералов найдет подтверждение на более обширном фактическом материале, то этот способ может служить хорошим диагностическим признаком для определения генезиса осадочных образований.

Качественное изучение тяжелых минералов проводилось под микроскопом в иммерсионной жидкости с $N=1,637$.

Перейдем к характеристике минералов. Среди тяжелых минералов преобладают амфиболы (33,1%), слюды* (22,8%), гранаты (14,8%), рудные минералы (9,0%) и пироксены (8,7%), которые составляют обычно свыше 80% от их общего количества. Содержание остальных минералов невелико. Качественное распределение минералов по отдельным размерным фракциям неодинаково. Если перечисленные встречаются во всех размерных фракциях, то циркон, монацит, апатит, рутил, сфен, анатаз и топаз характерны главным образом для алевритовых фракций, а силлиманит и ставролит — для песчаных.

Амфиболы представлены обычно более или менее округлыми зелеными или буровато-зелеными, реже бурыми призматическими или удлиненно шестоватыми зернами. Бесцветные разновидности встречаются редко. Преобладает обыкновенная роговая обманка со слабо выраженным плеохроизмом. Зерна амфиболов обычно имеют свежий вид, включения (рудные минералы, циркон), как правило, редки. В некоторых случаях наблюдается частичное замещение роговой обманки биотитом или эпидотом. В единичных зернах можно обнаружить реликты пироксеновой спайности. Щелочные амфиболы присутствуют всегда, но их количество незначительно (2—3% от количества всех амфиболов). В отличие от обыкновенных роговых обманок щелочные амфиболы несут более заметные следы разложения. Видовой состав амфиболов специально не изучался, однако присутствие, кроме обыкновенной роговой обманки, амфиболов тремолит-актинолитового ряда (бесцветные разновидности), а из щелочных — рибекита, глаукофана и других не вызывает сомнения.

Содержание амфиболов во всех размерных фракциях высокое (рис. 3 и 4). Наибольшие концентрации приурочены к фракциям мелкозернистого песка — до 60% от всех тяжелых минералов. В более грубых и более мелких фракциях содержание амфиболов снижается, причем в среднезернистом песке довольно резко (в среднем 25—30%), видимо, за счет увеличения содержания слюд, а во фракции $<0,125$ мм постепенно и при этом здесь, как правило, растет содержание циркона, эпидотов, рудных минералов (магнетит, ильменит) и карбонатов (рис. 3). В крупнозернистом алеврите (0,1—0,05 мм) содержание амфиболов остается все же высоким (до 50%), в мелкозернистом становится меньше и равняется их содержанию в среднезернистом песке.

Среди слюдястых минералов выделяются три разновидности — биотит, зеленая слюда и мусковит.

* Часть слюд попадает в легкую фракцию.

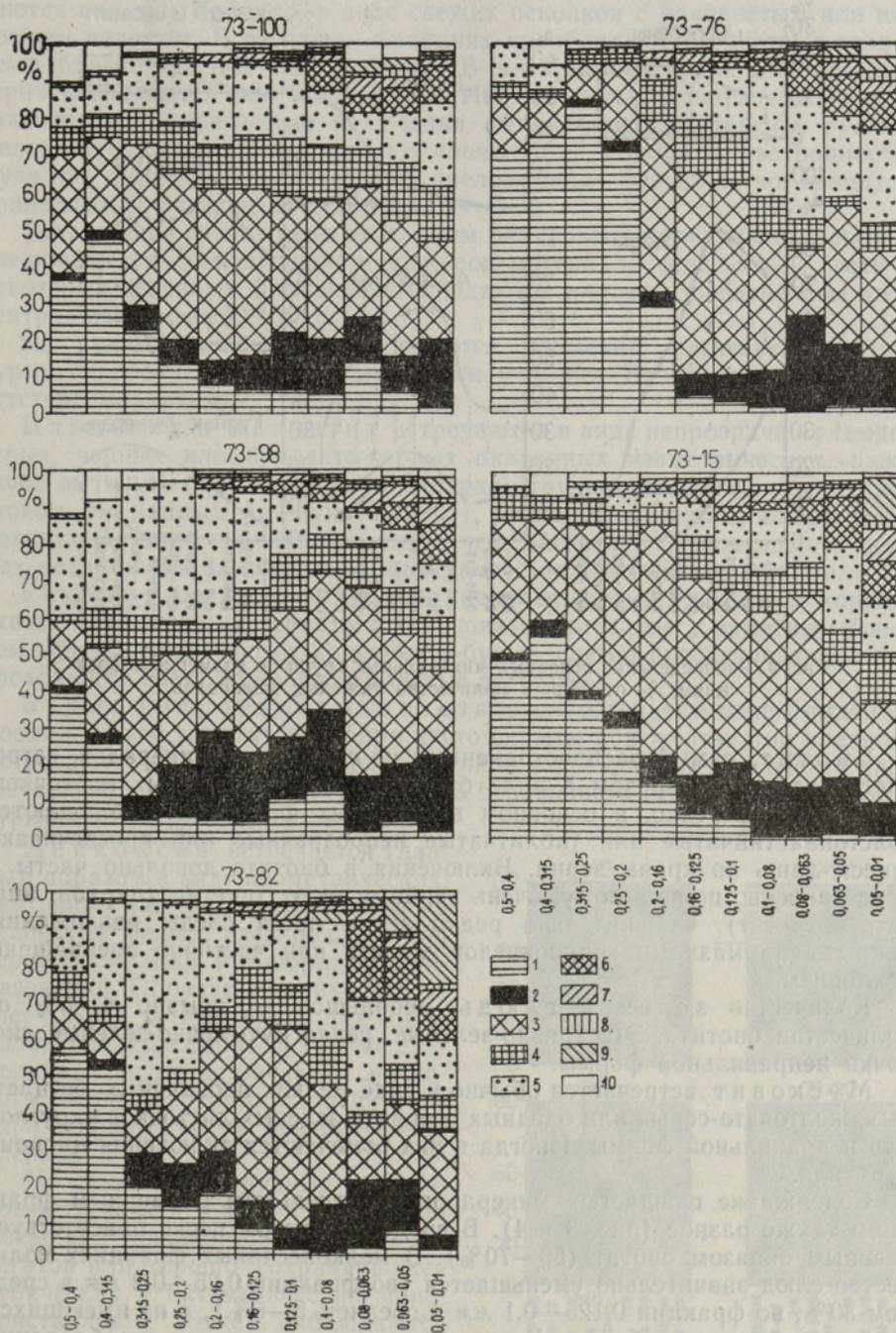


Рис. 3. Содержания тяжелых минералов в поверхностном слое осадков восточной части Вайнамери: 1 — слюды; 2 — рудные минералы; 3 — амфиболы; 4 — пироксены; 5 — гранаты; 6 — циркон; 7 — эпидот; 8 — рутил, брукит, анатаз, сфен; 9 — карбонаты; 10 — прочие минералы.

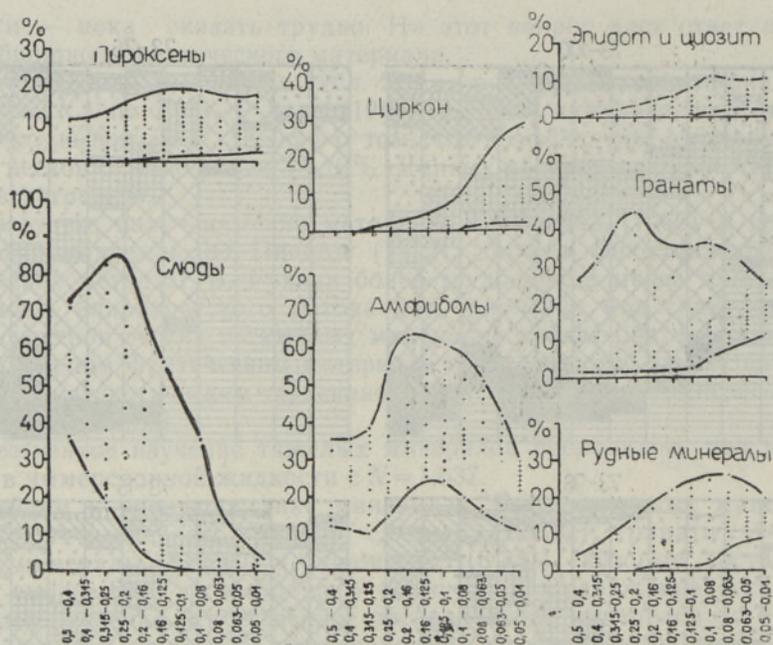


Рис. 4. Распределение основных минеральных групп по размерным фракциям, % от общего количества тяжелых минералов.

Биотит, самый распространенный из слюдястых минералов, встречается главным образом в виде бурых и желтовато-бурых листочков. Сравнительно редко, в основном в песчаных фракциях, наблюдаются толстопластинчатые или таблитчатые непрозрачные или просвечивающиеся лишь по краям зерна. Включения в биотите довольно часты и представлены, по-видимому, очень тонкими аксессуориями (циркон, апатит, магнетит). Сравнительно редко зерна носят следы разложения, покрыты примазками гидроокислов железа или частично превращены в хлориты.

Количество зеленой слюды небольшое — обычно 4—5% от количества биотита. Это грязно-зеленые, редко бутылочно-зеленые листочки неправильной формы.

Мусковит встречается обычно в виде мелких прозрачных, бесцветных, желтовато-серых или бледных серовато-зеленых листочков округлой или неправильной формы. Иногда в них отмечают включения циркона и рутила.

Содержание слюдястых минералов по отдельным размерным фракциям также разное (рис. 3 и 4). В среднезернистом песке присутствует главным образом биотит (50—70%). В мелкопесчаных фракциях количество слюд значительно уменьшается (во фракции 0,25—0,2 мм в среднем 30%, во фракции 0,125—0,1 мм в среднем 5—6%), а из имеющихся господствует и здесь биотит. В алевритовых фракциях при преобладании мусковита содержание слюд уже незначительно (в среднем около 1%).

Такие же соотношения слюд были отмечены А. Раукасом (1961) при изучении морен и Э. Пиррусом (1968) при изучении ленточных глин Эстонии, которые и являются по существу исходными отложениями для современных морских осадков Вьянамери.

Гранаты в тяжелой фракции присутствуют очень часто. Встре-

чаются они, как правило, в виде свежих осколков с раковистым или неровным изломом. В песчаных фракциях преобладают бесцветные зерна, реже бледно-красные или розовые. В алевритовых фракциях розовые зерна встречаются как исключение. Иногда зерна граната содержат в значительных количествах включения (жидкостные пузырьки и рудные минералы). В некоторых зернах проявляется слабая анизотропность. Судя по окраске и показателю преломления большинство гранатов принадлежит к группе альмандина.

Содержание гранатов по отдельным размерным фракциям постепенно увеличивается с уменьшением размеров материала (рис. 3 и 4), хотя в некоторых песчаных фракциях наблюдаются иногда и повышенные концентрации (более 40%).

Из рудных минералов встречаются ильменит, магнетит, гематит, бурые гидроокислы железа, лейкоксен и пирит. Возможно также присутствие марказита.

Ильменит и магнетит встречаются в виде непрозрачных темно-серых, черных или буровато-черных окатанных изометрических, реже слабо вытянутых зерен. Оба эти минерала трудно различимы под микроскопом. По данным А. Раукаса (1961), распространенность ильменита в моренах Эстонии значительно шире, чем магнетита. Вероятно, и в донных осадках Вьянамери мы имеем дело с аналогичным явлением.

Гематит представлен обычно неправильными, довольно хорошо окатанными черными зернами с красноватым оттенком и заметным блеском. Иногда встречаются красновато-бурые, слегка просвечивающиеся в проходящем свете по краям землистые агрегаты.

Бурые гидроокислы железа распространены чаще гематита. Возможно, что гематитовые ядра часто скрыты под железистой пленкой. Встречаются бурые окислы железа в виде непрозрачных или слегка просвечивающихся по краям агрегатов. В отраженном свете их цвет обычно бурый или жваво-коричневый.

Лейкоксен встречается главным образом в виде изометрических, окатанных или полуокатанных, реже угловатых белых, светло-серых или серовато-желтых ватообразных образований. Образуется лейкоксен за счет других титансодержащих минералов, главным образом за счет ильменита. Иногда встречаются расколотые зерна, в которых ильменитовое ядро покрыто светлой лейкоксеновой пленкой.

Из сульфидных рудных минералов встречается пирит. Обычно он имеет вид тонкокристаллических агрегатов или хорошо сохранившихся кубических и октаэдрических монокристаллов. Реже наблюдаются небольшие агрегаты, состоящие из очень мелких сферических образований.

На рис. 5 показано соотношение отдельных рудных минералов в некоторых пробах донных осадков восточной части Вьянамери. Главную

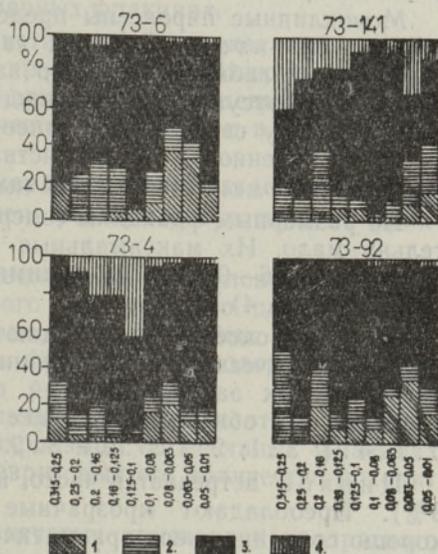


Рис. 5. Соотношения отдельных рудных минералов, % от их общего количества: 1 — лейкоксен; 2 — гематит и бурые гидроокислы железа; 3 — магнетит и ильменит; 4 — пирит.

роль среди них играют магнетит и ильменит. Их содержание высокое во всех размерных фракциях (17—97%). Содержание остальных рудных минералов колеблется в очень широких пределах: у лейкоксена от 0 до 38%; у гематита и бурых гидроокислов железа от 0 до 40%; у пирита от 0 до 45%. Все же необходимо отметить, что пирит по сравнению с другими рудными минералами распространен меньше. Гематит и бурые гидроокислы железа более характерны для песчаных, а лейкоксен — для алевритовых фракций.

Общее содержание рудных минералов по отдельным размерным фракциям закономерно изменяется: низкие концентрации приурочены к фракциям среднезернистого песка (не более 10%), более высокие к мелкопесчаным (до 20—22%) и наибольшие (до 26—27%) к переходным от мелкозернистых песков к крупнозернистым алевритовым фракциям (0,125—0,08 мм). С дальнейшим уменьшением размеров зерен наблюдается некоторое снижение максимальных, но увеличение минимальных количеств рудных минералов. Среднее же их содержание с уменьшением размерности материала постепенно растет (рис. 3 и 4), несмотря на приуроченность максимальных концентраций к фракциям 0,125—0,08 мм.

Пироксены представлены ромбическими и моноклинными разновидностями, первые же, в свою очередь, — гиперстеном и энстатитом. Гиперстен обычно преобладает. Он характеризуется ясным плеохроизмом от розово-красных до зеленых цветов. Зерна его обычно прозрачные, короткопризматические с зазубренными неровными краями. Включения встречаются часто (рудные минералы, биотит), признаки разложения — редко.

Энстатит обычно бесцветен или имеет светлую зеленовато-серую окраску. Плеохроизм не свойствен, зато включения циркона очень часты. Облик кристаллов обычно короткопризматический, зерна неправильной формы встречаются реже.

Моноклинные пироксены представлены главным образом диопсидом и авгитом. Для них характерен короткопризматический или таблитчатый габитус и хорошо заметная спайность. Плеохроизм очень слабый или отсутствует. Диопсид обычно бесцветный или бледно-зеленый, а авгиту свойственны более темно-зеленые или буровато-зеленые тона. Измененность большинства зерен пироксенов незначительна. Иногда наблюдается некоторое замещение их амфиболами.

По размерным фракциям содержание пироксенов изменяется сравнительно мало. Их максимальные количества (18—19%) приурочены к фракциям 0,16—0,08 мм, а минимальные (4—10%) — к фракциям 0,5—0,315 мм (рис. 4).

Среди пироксенов преобладают ромбические разновидности. Соотношение ромбических и моноклинных пироксенов изменчиво и сколь-нибудь ясных закономерностей пока выявить трудно. Следует лишь отметить, что обычными для них являются следующие соотношения — 5:1; 4:1; 3:1; 2:1; 5:2 и 3:2.

Циркон встречается часто, но его содержание незначительно (1—3%). Преобладают прозрачные бесцветные или слабо-желтоватые хорошо сохранившиеся призматические кристаллы с бипирамидальными оконечностями, которые нередко окатаны. Включения встречаются часто, но в небольшом количестве.

Содержание циркона по размерным фракциям изменяется закономерно (рис. 3 и 4). Во фракциях среднезернистого песка он почти отсутствует, для мелкопесчаных фракций он также нетипичен, хотя и встречается в

довольно значительных количествах (до 6%), а для алевритовых, особенно для мелкоалевритовых, он очень характерен (до 30%).

Минералы группы эпидота представлены тремя разновидностями: эпидотом, цоизитом и клиноцоизитом. Из них наиболее распространен эпидот, зерна цоизита и особенно клиноцоизита единичны.

Эпидот обычно травянисто-зеленый или желтовато-зеленый, попадаются и почти бесцветные разновидности. Преобладают неправильно-угловатые, реже короткопризматические зерна. Сравнительно часто они носят следы разложения.

Цоизит встречается в виде окатанных или полуокатанных сравнительно изометрических зерен. Обычно бесцветен, реже обнаруживаются бледно-зеленые зерна с характерным аномально-синим интерференционным цветом.

Минералы группы эпидота распространены чаще, чем в моренах республики. А. Раукас (1961) указывает на несколько повышенные количества минералов этой группы на западных островах, что полностью согласуется с нашими наблюдениями. В среднеспесчаных фракциях эпидоты встречаются редко (до 1—2%), в мелкопесчаных фракциях их доля постепенно увеличивается (от 2—3% во фракции 0,25—0,2 мм до 4—5% во фракции 0,125—0,1 мм) и в алевритовых достигает наибольших концентраций (до 12—13%), но обычно их содержание 6—7% (рис. 4).

Содержание карбонатных минералов колеблется в очень широких пределах — от нескольких десятков до 28% (рис. 3). Повышенные концентрации приурочены, как правило, к алевритовым фракциям.

Остальные тяжелые минералы присутствуют в очень незначительных количествах (обычно менее 1%). Они объединены под общим названием «прочие минералы» (рис. 3).

Турмалин минерал нередкий, но содержание его не превышает 1—2%. Встречается обычно в виде зеленых, коричневых, розовых удлиненно-призматических или изометрических, сильно плеохроирующих зерен. Присутствует почти во всех размерных фракциях.

Апатит встречается в виде бесцветных хорошо окатанных овальных или округлых зерен с низким двупреломлением. Включения редки. В среднеспесчаных фракциях обнаруживаются лишь отдельные зерна, а в мелкопесчаных присутствует в количестве 0,2—0,4% и в алевритовых до 1,5%.

Топаз представлен полуокатанными бесцветными или желтоватыми призматическими зернами. Находки очень редки. Присутствует во фракциях крупного алеврита.

Рутил представлен обычно неправильными или угловатыми зернами бурого, желтого, желтовато-красного или красного цвета. Иногда встречаются почти непрозрачные зерна. Для песчаных фракций не характерен (0,2—0,4%), в алевритовых фракциях его содержание доходит до 2% (рис. 3).

Сфен встречается в виде неправильных обломков желтого или зеленовато-желтого цвета со слабым плеохронизмом. В песчаных фракциях встречаемость очень низкая, зато в алевритовых его количество доходит до 1%.

Анатаз встречается в виде таблитчатых кристаллов квадратного габитуса. Окрашен в желтый, желто-серый тон или почти бесцветен. Часто кристаллы анатаза покрыты светлыми пятнами лейкоксена. Присутствует в алевритовых фракциях (0,2—0,4%).

Брукит представлен угловатыми желто-бурыми зернами. Единичные зерна обнаружены в алевритовых фракциях.

Ставролит представлен короткопризматическими или угловатыми зернами желтого или буровато-желтоватого цвета. Характерен для песчаных фракций (0,2—0,4%).

Силлиманит представлен бесцветными удлиненно-призматическими или волокнистыми зернами. Присутствует постоянно в небольших количествах (0,2—0,6%) в песчаных и крупноалевритовых фракциях.

Дистен представлен удлиненно-призматическими бесцветными или серовато-голубыми зернами. Слайность обычно хорошо выражена. Встречается в мелкопесчаных и алевритовых фракциях в количестве 0,2—0,3%. Присутствует не всегда.

Хлориты представлены зернами агрегатного строения серого или зеленого цвета. Характерен главным образом для тонких фракций.

Изучение песчано-алевритового материала морских осадков восточной части Вяйнамери показало, что здесь встречаются главным образом те же тяжелые минералы, что и в моренах (Раукас, 1961) и ленточных глинах (Пиррус, 1968; Пиррус, Раукас, 1963) республики. Это вполне понятно, поскольку и те и другие служат по существу главными источниками питания Вяйнамери терригенным материалом. Полученные нами данные еще слишком малочисленны для далеко идущих выводов. Дальнейшее изучение минерального состава донных осадков этого района Балтийского моря может дать, несомненно, много интересного и ценного в комплексное исследование природы Западно-Эстонского архипелага.

ЛИТЕРАТУРА

- Кессел Х. Я., Порк М. И. 1971. К биостратиграфии донных отложений Балтики в пределах Эстонии. В кн.: Палинологические исследования в Прибалтике. Рига.
- Паап Ю. А.-А. 1972. О методах обработки и интерпретации данных гранулометрии (на примере четвертичных отложений Северо-Восточной Эстонии). Автореф. канд. дисс. Таллин.
- Пиррус Э. А. 1968. Ленточные глины Эстонии. Таллин.
- Пиррус Э. А., Раукас А. В. 1963. Сравнительная литолого-минералогическая характеристика мелких фракций морен и ленточных глин Эстонской ССР. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, XII.
- Раукас А. 1961. Минералогия морен Эстонии. Изв. АН ЭССР, Сер. физ.-матем. и техн. наук, X, № 3.
- Рухин Л. Б. 1969. Основы литологии. Л.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
6/II 1975

J. LUTT

RASKETE MINERAALIDE JAOTUMISEST VÄINAMERE IDAOSA PÕHJASETETE PINDMISE KIHII LÕIMISEFRAKTSIOONIDES

1973. a. alustati ENSV TA Geoloogia Instituudis Väinamere põhjasetete plaanipärast uurimist. Põhjasetete pindmise kihii liivase ja aleuriitse materjali raskete mineraalide tundmaõppimiseks eraldati 17 kogutud proovis järgmised lõimisefraktsioonid: 0,5—0,4; 0,4—0,315; 0,315—0,25; 0,25—0,2; 0,2—0,16; 0,16—0,125; 0,125—0,1; 0,1—0,08; 0,08—0,063; 0,063—0,05; 0,05—0,01 mm. Igast fraktsioonist eraldati bromoformiga (tihedus 2,89 g/cm³) rasked mineraalid.

Raskete ja kergeete mineraalide kumulatiivkõverate ja moodide võrdlemisel selgus, et need ei lange alati kokku. Liivadele on iseloomulik raskete mineraalide moe ja kumula-

tiivkõverate kõrvalekalle peenemate lõimisefraktsioonide suunas, seevastu aleuriitide puhul langevad nii kumulatiivkõverad kui ka moed enam-vähem kokku. Selle järeltõlge õigsuse peab otsustama eadspidine ulatuslikum analüüs.

Artikli lõpuosas tuuakse peamiste Väinamere idaosas esinevate raskete mineraalide lühiiseloostus koos nende jaotumise ja erinevaid lõimisefraktsioonides.

J. LUTT

**ON THE DISTRIBUTION OF HEAVY MINERALS IN GRAIN SIZE FRACTIONS
IN THE UPPER STRATUM OF THE BOTTOM DEPOSITS
IN THE EASTERN PART OF THE VÄINAMERI**

In 1973, a regular investigation into the bottom deposits of the Väinameri was initiated by the Institute of Geology at the Academy of Sciences of the Estonian SSR.

For studying the heavy minerals contained in the sand and aleurite in the upper stratum of the bottom deposits, the following grain size fractions were distinguished in the 17 samples collected: 0.5—0.4; 0.4—0.315; 0.315—0.25; 0.25—0.2; 0.2—0.16; 0.16—0.125; 0.125—0.1; 0.1—0.08; 0.08—0.063; 0.063—0.05; 0.05—0.01 m. In every fraction, the heavy minerals were separated with the help of bromoform (density 2.89 g/cm³).

At a comparison of the cumulative curves and modes of the heavy and light minerals, it was found that they do not always coincide. For sands, a deviation of the mode and cumulative curves of the heavy minerals towards the finer grain size fractions was revealed, whereas in case of aleurites the mode and the curves more or less coincided. The truthfulness of that conclusion must be confirmed by an extensive analysis to be carried out in the future.

The final part of the paper is devoted to the brief characteristics of the heavy minerals occurring in the eastern part of the Väinameri, and to their distribution in the different grain size fractions.