

Кайса МЕНС

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮЛГАЗЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОКРЕСТНОСТИ МААРДУ

В настоящее время в связи с уточнением расположения границы между кембрием и ордовиком на Восточно-Европейской платформе актуальным становится всестороннее изучение юлгазеских отложений, залегающих на стыке этих двух систем в Северной Эстонии.

Литологическое описание, распространение, мощность, характеристика границ имеются в многочисленных работах (Мююрисепп, 1958, 1960; Лоог, Кивимяги, 1968; Рыымусокс и др., 1975 и др.). Минералогия юлгазеских отложений, в частности их стратотипического разреза, изучена недостаточно. Имеется лишь одна сводка о минеральном составе этих отложений на основе семи проб из разных разрезов (Хейнсалу, Вийдинг, 1978). Исходя из этого ниже излагаем результаты изучения минерального состава юлгазеских отложений по двум разрезам стратотипической местности данного стратона — в окрестности Маарду.

Настоящее сообщение основывается на изучении 21 пробы юлгазеских отложений, отобранных из обнажения у штольни бывшего рудника Юлгазе и разреза скв. 1046 (рис. 1). Образцы из этого разреза предоставил К. Хазанович, за что автор выражает ему признательность.

Учитывая непосредственную зависимость минерального состава от гранулометрии пород (Батурин, 1947; Окнова, 1972 и др.), ниже приводим вкратце и гранулометрическую характеристику юлгазеских отложений рассматриваемой территории. Название пород согласно их гранулометрии по номенклатуре, принятой в Институте геологии АН ЭССР (Раукас, 1981), дано в табл. 1. Там же, рядом с названием пород приведено в процентах суммарное содержание зерен, диаметром более 0,05 мм. Этот показатель, отражающий гидродинамическую активность обстановки седиментации, в юлгазеских отложениях окрестности Маарду довольно высокий (обычно более 50, а местами даже более 90%, табл. 1).

Поскольку гравийные зерна были отмечены только в двух случаях (в сотых долях процентов), данные гранулометрического анализа представлены на треугольной диаграмме в системе песок—алеврит—пелит (рис. 2). Дополнительно следует отметить, что основными являются мелкопесчаная (0,1—0,25 мм), крупноалевритовая (0,05—0,1 мм) и пелитовая (<0,01 мм) фракции, составляющие всегда более 90%. Дефицитность зерен крупнее мелкого песка скорее всего связана с тем, что основным источником кластогенного материала в юлгазеское время послужили обнажившиеся на окружающей суше осадочные образования, в том числе нижнего и среднего отделов кембрия, содержащие в незначительном количестве грубообломочный материал. Выдержанные тиховодные условия осадконакопления в рассматриваемом районе отмечены только в первой половине юлгазеского времени. Об этом свидетельствуют прослои глинистых пород в низах обоих изученных разрезов (рис. 1). Повышенная глинистость в верхней части разреза

Глубина опробования	Название породы по ее гранулометрии	Количество фракций $\geq 0,05$, %	Соотношения	
			Кварц	Лейко- ксен
			Полевой шпат	Ильме- нит
0-10	Гранит	100	100	100
10-20	Гранит	100	100	100
20-30	Гранит	100	100	100
30-40	Гранит	100	100	100
40-50	Гранит	100	100	100
50-60	Гранит	100	100	100
60-70	Гранит	100	100	100
70-80	Гранит	100	100	100
80-90	Гранит	100	100	100
90-100	Гранит	100	100	100

пы показаны от нижней границы юлгасеских слоев.

либо указывает на неодинаковый денудационный срез стро-
бо имеет локальную природу, что говорит о защищенности
от сильного волнения. Отмеченные черты гранулометрии юлга-
отложений накладывают отпечаток и на их минеральный

альный состав пород изучался иммерсионным методом в эвритовой фракции (0,1—0,05 мм), предварительно разделенной в моноформе (уд. в. 2,89 г/см³) на легкую и тяжелую фракции. Результаты минералогического анализа приведены в табл. 2. Процентное распределение минералов или их групп в тяжелой фракции высчитано по трехступенчатой схеме подсчета (Вийдинг, 1976) и только для основного компонента пород. При пересчете исключен биогенный кварц, представленный главным образом обломками фосфатостворков безаммочных брахиопод. Этот компонент составляет 10% легкой фракции и до 95% тяжелой.

пытно хорошее совпадение данных минералогических анали-
зометрически однотипных пород обоих разрезов, несмотря на
дин представлен обнажением, а второй — керном скважины
одном случае опробование проводили бороздовым, а во вто-
точечным методом. На основании сказанного и с учетом того

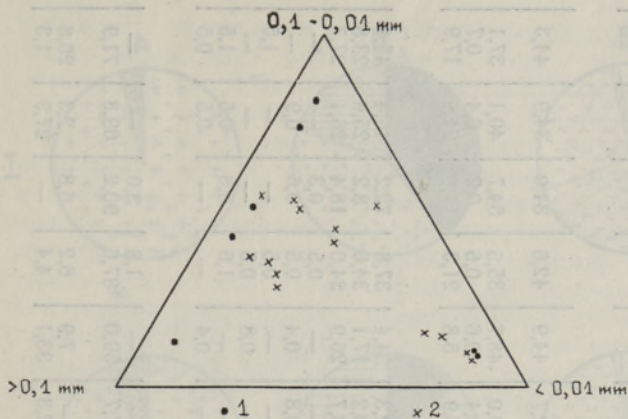


Рис. 2. Гранулометрический состав юлгаских отложений в обнажении Юлгасе (1) и в разрезе скв. 1046 (2).

прослоев (табл. 2; рис. 3). Как в песчано-алевритовых, так и в глинистых разностях юлгаских отложений среди тяжелых аллотигенных в близких количествах представлены как рудные, так и прозрачные минералы. В группу аллотигенных рудных минералов включены, кроме ильменита, неизмененные или малоизмененные зерна лейкоксена. Последний минерал относится к этой группе условно, из-за ее двойкой природы. Судя по форме и размерам зерен лейкоксена, часть их поступила в бассейн уже в таком виде, т. е. имеет аллотигенное происхождение. Часть его зерен образовалась путем лейкоксенизации ильменита в ходе постседиментационных процессов. На это указывает множество зерен ильменита, покрытых пятнами лейкоксена. Зерна лейкоксена, замещенные больше чем на половину анатазом, включены в группу аутигенных минералов. Соотношение ильменита и лейкоксена представлено в табл. 1.

Ассоциации тяжелых аллотигенных прозрачных минералов в песчано-алевритовых и глинистых породах на удивление близки между собой (рис. 3, В). Более 90% этой группы сложено господствующей триадой — циркон-турмалин-рутил. Циркон представлен преимущественно окатанными изометрическими бесцветными разновидностями. Наряду с этими, но в меньшинстве, наблюдаются розовые, зональные и игольчатые разновидности. Малаконизация циркона не характерна для юлгаских пород. Чаще всего этот процесс развивается в тех же интервалах, где наблюдается усиленное анатазообразование по лейкоксену. Среди турмалинов много плеохроирующих в зеленых или от зеленого до коричневого тонах, за ними следуют коричневые разновидности. В виде единичных зерен, но в каждой пробе, обнаружены синие и бесцветные турмалины. Среди рутилов много красновато-коричневых и темно-коричневых и гораздо меньше золотисто-желтых зерен. Характерно, что зерна рутила обычно хуже окатаны, чем зерна циркона и турмалина. Помимо доминирующей триады, среди устойчивых минералов этой группы эпизодически наблюдаются титанит и корунд. Среднеустойчивые, составляющие обычно менее 2% данной минеральной группы, представлены спорадически дистеном, апатитом и бесцветными угловатыми зернами граната, поверхность которых пятнами мелкоступенчатая. Малоустойчивые минералы, хотя и в незначительном количестве (редко до 4%), являются постоянными представителями рассматриваемой группы минералов. Чаще всего они представлены амфиболами и реже эпидотом.

Для многих аллотигенных минералов как тяжелой, так и легкой фракции, особенно для рутила, циркона, ильменита и кварца, характерны фосфатные пятна и пленки на их зернах.

Минеральный состав крупного алеврита юлгасских отложений, %

Таблица 2

Минералы или их группы	Номер пробы																				
	Ю-2	Ю-3	Ю-4	Ю-5	Ю-6	Ю-7	Ю-8	1046/14	1046/13	1046/12	1046/11	1046/10	1046/9	1046/8	1046/7	1046/6	1046/5	1046/4	1046/3	1046/2	1046/1
Легкая подфракция																					
Кварц	91,0	91,0	95,0	91,5	93,2	91,2	95,8	84,3	91,0	93,0	98,3	97,0	96,0	95,7	95,0	97,0	95,0	95,3	94,3	96,3	92,7
Полевые шпаты	9,0	5,3	4,8	6,0	6,8	8,8	4,0	11,7	7,7	7,0	1,7	2,3	3,3	4,0	4,7	3,0	5,0	4,4	5,3	3,7	4,3
Слюды	—	2,7	—	1,5	—	—	—	4,0	1,0	—	—	0,7	0,7	0,3	—	—	—	0,3	0,4	—	1,3
Аутигенные	—	1,0	0,2	1,0	—	—	0,2	—	0,3	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	1,7
Содержание основных групп минералов в тяжелой подфракции																					
Группа аллотигенных прозрачных в тяжелой подфракции																					
Аллотигенные рудные	23,6	1,4	12,0	1,3	30,4	27,2	41,5	5,9	3,4	41,0	48,2	41,4	38,7	38,4	42,7	44,9	42,6	34,0	34,9	44,3	25,2
Аллотигенные прозрачные	34,1	0,8	23,2	1,5	57,6	33,2	52,4	7,1	4,5	50,9	45,1	42,4	50,3	45,4	49,0	48,7	35,5	54,7	40,1	37,1	27,5
Слюды	—	0,2	0,2	0,2	—	—	0,2	0,8	0,5	1,9	0,9	2,6	—	4,6	0,4	0,6	0,6	0,3	0,4	0,7	7,9
Аутигенные	42,3	97,6	64,6	97,0	12,0	39,6	5,9	86,2	91,6	6,2	5,8	13,6	11,0	11,6	7,9	5,8	21,3	11,0	24,6	17,9	39,4
Группа аллотигенных прозрачных в тяжелой подфракции																					
Циркон	23,1	31,7	19,4	22,2	49,3	14,7	47,5	44,9	30,8	48,3	41,0	46,5	49,5	38,2	42,3	54,4	37,8	72,2	46,4	45,0	65,3
Турмалин	39,1	33,9	62,8	48,2	29,5	57,1	21,1	21,5	41,2	16,9	17,6	23,2	26,6	28,7	23,2	17,1	34,6	8,2	25,6	23,8	14,0
Тит-минералы	33,1	31,0	16,2	25,4	19,9	20,9	29,2	29,4	26,1	33,2	37,9	29,1	23,0	31,1	33,7	26,9	24,0	18,4	26,1	27,7	16,7
Корунд	—	—	—	—	0,3	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,3	—	—	—
Гранат	0,3	—	0,4	0,5	—	0,4	0,4	1,4	1,3	0,3	1,5	0,4	0,3	0,8	0,8	0,4	0,5	0,6	0,9	—	—
Апатит	—	—	1,2	3,2	0,7	2,9	—	—	—	0,7	0,4	—	0,3	0,4	—	—	0,5	—	—	1,5	—
Дистен	—	2,8	—	—	—	4,0	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—	0,8	0,5	—	—	—	0,7
Амфиболы	3,8	0,6	—	0,5	0,3	—	1,4	—	—	0,3	0,4	0,4	0,3	0,8	—	—	1,6	0,3	0,5	1,5	3,3
Эпидот	0,6	—	—	—	—	—	0,4	2,3	0,6	0,3	1,2	—	—	—	—	0,4	—	—	0,5	0,5	—
Группа аутигенных в тяжелой подфракции																					
Тит-минералы	35,2	0,4	20,5*	0,2*	23,0	51,3*	21,9	—	—	42,4	11,9	—	—	—	—	—	1,8	3,0	—	—	—
Пирит	4,8	68,6	70,4	99,1	3,3	1,9	3,1	97,5	98,5	51,0	80,3	79,2	21,3	24,7	7,7	59,0	87,6	90,2	69,8	71,9	90,6
Гидроокислы железа	55,7	30,8	7,4	—	67,3	8,9	71,9	1,7	1,5	—	—	—	—	—	—	7,9	6,2	6,8	2,3	26,8	2,4
Карбонаты	4,3	0,2	—	0,5	6,4	37,5	3,1	0,8	—	6,6	7,8	20,8	78,7	75,3	32,3	33,1	4,4	—	27,9	1,3	4,3

* Проба содержит зерна глауконита в расчетном количестве.

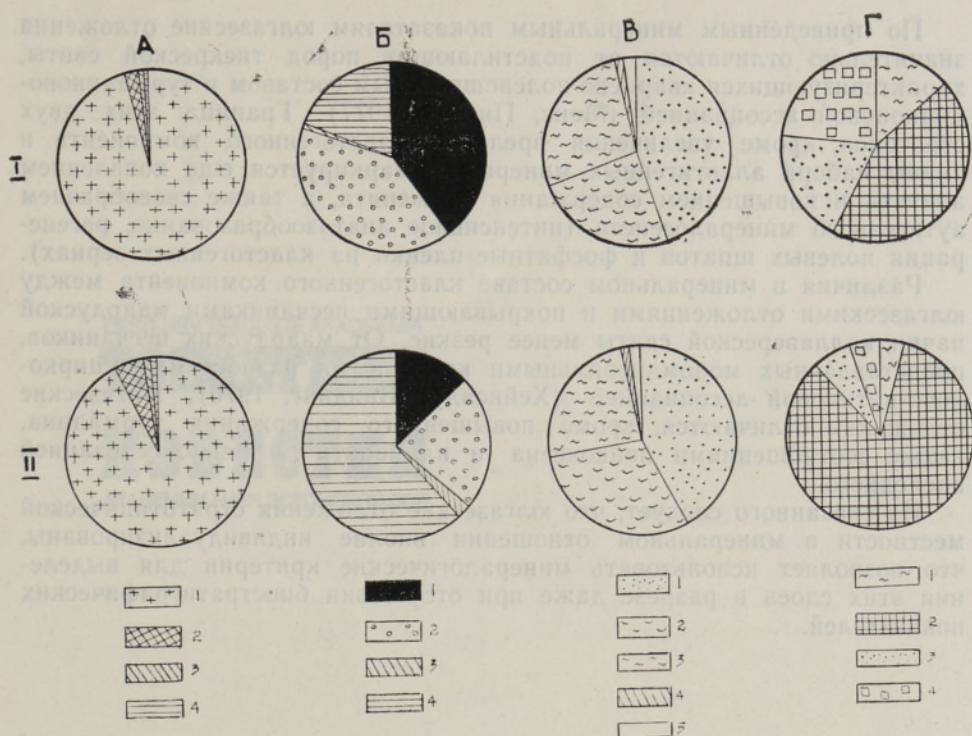


Рис. 3. Минеральный состав крупного алевроита песчано-алевритовых (I) и глинистых (II) пород юлгасеских отложений в окрестности Маарду. А — легкая фракция: 1 — кварц, 2 — полевые шпаты, 3 — слюды, 4 — аутигенные минералы; Б — основные группы минералов тяжелой фракции: 1 — аллотигенные рудные, 2 — аллотигенные прозрачные, 3 — слюды, 4 — аутигенные минералы; В — группа тяжелых аллотигенных прозрачных минералов: 1 — циркон, 2 — турмалин, 3 — Ti-минералы, 4 — среднеустойчивые (гранат, апатит, дистен), 5 — малоустойчивые (амфиболы, эпидот, пироксены); Г — группа тяжелых аутигенных минералов: 1 — анатаз, 2 — пирит, 3 — гидроокислы железа, 4 — карбонаты.

Группа аутигенных минералов составляет больше половины тяжелой фракции лишь в глинистых прослоях, или в изолированных ими маломощных слоях песчано-алевритовых пород (табл. 2). Набор аутигенных минералов довольно типичен для древнепалеозойских терригенных пород региона и представлен титанистыми минералами (обычно анатазом), пиритом, гидроокислами железа, карбонатами и редкими зернами глауконита. Поверхность зерен последнего нередко покрыта фосфатной пленкой. В составе тяжелых аутигенных минералов наблюдаются значительные локальные вариации, обусловленные скорее всего доступностью разреза к выветриванию. Так, в разрезе скв. 1046 во многих пробах доминирует пирит и сравнительно мало гидроокислов железа. В пробах из обнажения, особенно в песчано-алевритовых разностях, много гидроокислов железа. Характерным аутигенным минералом в пробах стратотипического разреза является анатаз. В песчано-алевритовых породах он либо представлен таблитчатыми коричневыми, часто мутными кристаллами, в центральной части которых нередко сохраняется лейкоксен, либо образует мелкие кристаллы вокруг зерен лейкоксена. В глинистых прослоях анатаз часто представлен прозрачными тонкотаблитчатыми четырехугольными, светло-серыми с голубым или желтым оттенком, зональными кристаллами.

По приведённым минеральным показателям юлгасские отложения значительно отличаются от подстилающих пород тискресской свиты, характеризующихся кварцево-полевошпатовым составом и турмалиново-цирконовой ассоциацией (Менс, Пиррус, 1977). Граница этих двух стратонов, кроме увеличения зрелости кластогенного компонента и смены набора аллотигенных минералов, маркируется еще появлением апатита и повышением содержания ильменита, а также своеобразием аутигенного минералогенеза (интенсивное анатазообразование, регенерация полевых шпатов и фосфатные пленки на кластогенных зернах).

Различия в минеральном составе кластогенного компонента между юлгасскими отложениями и покрывающими песчаниками маардуской пачки каллавереской свиты менее резкие. От маардуских песчаников, представленных мономинеральными кварцевыми разностями с цирконово-рутиловой ассоциацией (Хейнсалу, Вийдинг, 1978), юлгасские отложения отличаются, кроме повышенного содержания турмалина, также соотношениями лейкоксена и ильменита и лейкоксенизацией последнего.

Из сказанного следует, что юлгасские отложения стратотипической местности в минеральном отношении вполне индивидуализированы, что позволяет использовать минералогические критерии для выделения этих слоев в разрезе даже при отсутствии биостратиграфических показателей.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., 1947.
- Вийдинг Х. А. Об интерпретации данных минералогического анализа. — В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс, 1976, 53—59.
- Лоог А., Кивимяги Э. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1968, 17, 374—385.
- Менс К. А., Пиррус Э. А. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин, 1977.
- Мююрисепп К. К. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от мыса Пакерорт до реки Сясь. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1958, 3, 55—79.
- Мююрисепп К. К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР по данным обнажений. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1960, 5, 37—44.
- Окнова Н. С. К вопросу о распределении минералов по гранулометрическим фракциям. — Докл. АН СССР, 1972, 203, 921—923.
- Раукас А. Классификация обломочных пород и отложений по гранулометрическому составу. Таллин, 1981.
- Рымусокс А., Лоог А., Кивимяги Э. О геологии и фауне юлгасской пачки (нижний тремадок Северной Эстонии). — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та. Тр. по геол., вып. 359, 7, 1975, 3—13.
- Хейнсалу Х., Вийдинг Х. О минеральном составе нижнеордовикских фосфатонесных и подстилающих их отложений в Северной Эстонии. — Изв. АН ЭССР, Геол., 1978, 27, 46—52.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
1/III 1984

Kaia MENS

ULGASE KIHITIDE MINERALOOGIAST MAARDU UMBRUSES

Artiklis on esitatud kahest läbilõikest (üks neist stratotüüpne) kogutud 21 proovi analüüsi tulemustele tuginev ülgase kihistu mineraloogiline iseloomustus.

Ülgase kivimite granulomeetriast lähtudes on mineraalide keskmised sisaldused arvutatud eraldi liivakivide-aleuroliitide ja savikivimite kohta.

Analüüsi tulemused näitavad, et ülgase kihid on mineraloogiliselt täiesti omanäolised, nad erinevad mineraalikoosluste poolest nii lamavatest tiskre kihistu kui ka lasuvatest maardu kihistiku kallavere kihistu omadest. See võimaldab paleontoloogilise materjali puudumisel või selle halval säilimisel kasutada mineraloogilisi kriteeriume ülgase kihistu eraldamiseks läbilõikes.

Kaisa MENS

ON THE MINERALOGY OF THE ÜLGASE BEDS IN MAARDU DISTRICT

The present mineralogical determination is based on the study of the mineral composition in the coarse silt fraction (0.1—0.05 mm) of 21 samples collected from two sections, one of them being the stratotype of the Ülgase Formation (Fig. 1).

The results of the study are given in Table 2, and their total average for sand-siltstones (I) and claystones (II) separately in Fig. 3. The content of light minerals (A), heavy minerals (B), and the numerical relations in the group of the nonopaque allothigenous heavy minerals (B) and those in the group of authigenous heavy minerals (C) are shown.

The most typical features of the mineral composition are represented in allothigenous groups as follows: high mineralogical maturity (see quartz-feldspar ratio in Table 2); zircon—tourmaline—rutile assemblage; continual presence of apatite and unstable minerals (commonly amphiboles); simultaneous occurrence of ilmenite and leucoxene with the former prevailing (see the last column in Table 2). Authigenic mineralization is characterized by an extensive replacement of leucoxene by anatase, limpid overgrowths on detrital feldspar grains and phosphatic pellicles on some detrital minerals (quartz, zircon, ilmenite).

The Ülgase Beds of the studied area differ clearly by their mineral composition from the underlying (the Tiskre Formation, Lower Cambrian) as well as from the overlying (the Maardu Member of the Kallavere Formation, Ordovician) deposits. The difference lies in the content of some minerals, particularly in mineral associations, mostly of the heavy fraction.

Thus, the described unit can be recognized on the basis of the peculiarities of its mineral composition, especially in the sequences where faunal criteria are lacking.