

Ep. 5.12

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA GEOLOOGIA INSTITUUDI UURIMUSED
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АКАДЕМИИ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

XII

МАТЕРИАЛЫ
ПО ГЕОЛОГИИ
ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
И ГОЛОЦЕНА ЭСТОНИИ

ТАЛЛИН 1963 TALLINN

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛКИХ ФРАКЦИЙ МОРЕН И ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН ЭСТОНСКОЙ ССР

Э. А. ПИРРУС, А. В. РАУКАС

Введение

Морены и ленточные глины на территории республики относятся к широко распространенным типам четвертичных отложений. На больших площадях они являются почвообразующими породами и строительным основанием.

К настоящему времени имеется ряд работ, посвященных изучению вещественного состава морен Эстонии (Орвику, 1958; Раукас, 1961 а, б, 1962 и др.), особенно крупнообломочной части их. В то же время алевритовые и глинистые фракции морен почти не изучались. Благодаря работам Н. Л. Дилакторского (1953а, б, 1956) мы располагаем ценными сведениями по литологии и минералогии ленточных глин республики. Но и эти данные ввиду небольшого количества выполненных анализов требуют дополнения.

Совершенно отсутствуют пока сравнительные исследования рассматриваемых типов отложений. Несомненно, что сопоставление данных минералогического состава ленточных глин, с одной стороны, и морен, как исходного материала первых, — с другой, позволит уточнить ряд вопросов четвертичного осадконакопления. В ходе сравнительного изучения состава общих мелкоземистых фракций этих отложений могут быть выяснены характер переноса обломочного материала во флювиогляциальных потоках, пути его движения, изменения осадочного материала в процессе транспортировки и осаждения и т. д.

Для своей работы мы выбрали типичных представителей всех основных типов морен и ленточных глин республики и подвергли их разностороннему литологическому и минералогическому исследованию. Во всех пробах пипеточным методом был определен гранулометрический состав мелкоземистой ($< 1,0$ мм) части, причем более крупные фракции были предварительно удалены. Так как в ленточных глинах частиц крупнее 0,1 мм практически содержится очень мало, то был выполнен минералогический анализ лишь фракций меньше этого размера.

Фракции 0,1—0,05, 0,05—0,01 и 0,01—0,002 мм были исследованы в иммерсионных жидкостях под микроскопом. Фракция меньше 0,002 мм подвергалась термическому, рентгенографическому, химическому и оптическому анализу, в том числе изучались оптические свойства агрега-

тов ориентированных частиц. Комплексное изучение образцов дало нам возможность получить некоторые опорные данные для дальнейших работ более узкого направления.

Распространение и основные типы морен и ленточных глин Эстонской ССР

На территории республики встречаются морены среднего и верхнего плейстоцена. Морены среднего плейстоцена (днепровского или, возможно, московского оледенения) установлены лишь в немногих случаях. Широко распространены морены последнего (валдайского) оледенения, т. е. верхнего плейстоцена. Они и являются основным исходным материалом при образовании ленточных глин и других генетических типов отложений четвертичного возраста, залегающих на моренных отложениях. Морены валдайского оледенения образуют на территории республики почти непрерывный покров, залегая или непосредственно на коренных породах, или на более древних четвертичных отложениях. Мощность этих морен обычно невелика. Так, в Северной Эстонии, на выходах ордовика и силура, она в большинстве случаев колеблется в пределах 0,5—1,5 м, в Южной Эстонии, на выходах девона, — в пределах 1—6 м.

Литологический состав и цвет морен теснейшим образом связаны с характером подстилающих коренных пород и более древних плейстоценовых отложений, по которым происходило движение материкового льда. По характеру подстилающих коренных пород на территории республики выделяются три главных типа морен последнего оледенения (Орвику, 1958 и др.).

В предглинтовой полосе на кембрийских «синих» глинах и светлых песчаниках морена зеленовато-серая или синевато-серая, без обломков карбонатных пород. Она в основном сложена подстилающими или близлежащими кембрийскими и нижнеордовикскими (пакерортский и лээтсеский горизонты) кластическими породами и содержит много кристаллических (магматических и метаморфических) пород.

Морены на карбонатных коренных породах ордовика и силура имеют серый цвет различных оттенков. В северо-восточной части Эстонии близ коренных выходов девона встречаются местами также красновато-бурые морены, но они распространены ограниченно (Raukas, 1961a). В моренах, лежащих на карбонатных коренных породах, обычно содержится много карбонатного материала местного происхождения.

Девонские коренные породы Эстонии состоят из красных и светлых песчаников, красных глин и серых или фиолетовых мергелей. В юго-восточной части республики ограниченно распространяются также светлые доломиты. В зависимости от цвета подстилающих коренных пород морены в Южной Эстонии обычно имеют темно-красную, красно-бурую или желтовато-бурую окраску. В этих моренах, особенно в мелкоземистой части их, содержится много местного девонского материала. Среди гравия и галек этих морен наблюдается больше кристаллических и меньше карбонатных пород, чем в моренах на выходах ордовика и силура.

Местами в Южной Эстонии сравнительно широко распространена так называемая фиолетово-серая морена. Она обычно покрыта флювиогляциальными отложениями и более молодой красно-бурой мореной, но иногда выходит непосредственно на поверхность (например, в окрестностях г. Отепя). Эта морена в некоторых случаях относится, вероятно,

к среднему плейстоцену, а в других случаях связана с одной более древней стадией валдайского оледенения (Raukas, 1961c и др). Фиолетово-серые морены по литологическому составу отличаются от залегающих на них красно-бурых морен, и поэтому им следует уделить особое внимание. Одним из наиболее важных отличительных признаков фиолетово-серых морен является более высокое содержание в них карбонатных пород и минералов.

В качестве типичных представителей отмеченных выше типов отложений нами были выбраны (рис. 1)

- а) морены из Куусалу и Локса, из предглинтового района,
- б) серые морены северной части Эстонии из Тудулинна, Одернийду, Рапла и Куузику; при этом последняя представляла североэстонскую локальную (риховую) морену,
- в) красно-бурая морена из Одернийду (близ Тудулинна) Северо-Восточной Эстонии,
- г) красно-бурые морены из Отепя и Раудна Южной Эстонии,
- д) фиолетово-серая морена из Макита (близ Отепя) Южной Эстонии.

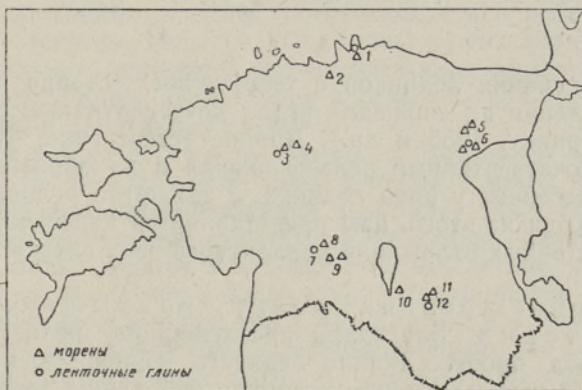


Рис. 1. Изученные местонахождения.

1 — Локса; 2 — Куусалу; 3 — Куузику; 4 — Рапла; 5 — Одернийду; 6 — Тудулинна; 7 — Тохври; 8 — Метскюла; 9 — Раудна; 10 — Райгасте; 11 — Макита; 12 — Отепя.

Кроме названных, были исследованы серовато-бурая морена из Метскюла (Средняя Эстония), переходная между серой и красно-бурыми моренами, и серая среднеплейстоценовая морена из Райгасте (близ Рынгу). В табл. 1 приведены соотношения различных групп пород в гравийной (5—10 мм) фракции исследованных морен, хорошо иллюстрирующие их литологические различия и помогающие лучше понять и другие свойства этих морен.

Ленточные образования в республике представлены главным образом глинами, отлагавшимися в ходе отступления материкового льда последнего оледенения. В немногих случаях найдены ленточные и близкие к ним по генезису глины более древнего возраста — микулинского века. Местами, в частности в Южной Эстонии и окрестностях г. Нарвы, встречаются маломощные межморенные горизонты ленточных глин межстадиального или межосцилляторного характера. По площади такие образования распространяются ограниченно. Поэтому в настоящей работе рассматриваются лишь ленточные глины, залегающие на моренах валдайского оледенения.

Таблица 1

Содержание различных групп пород в гравийной (5—10 мм) фракции
исследованных морен

Наименование морены	Группы пород, %			
	карбо- натные	кристалли- ческие	песчани- ки	осталь- ные
Предглинтовая синевато-серая из Куусалу	—	100,0	—	—
То же из Локса	—	94,8	—	5,2
Красно-бурая из Одернийду	—	89,8	10,2	—
Фиолетово-серая из Одернийду	12,5	54,2	29,1	4,2
То же из Тудулинна	26,9	50,7	22,4	—
Серая " "	60,6	37,8	1,6	—
То же из Рапла	92,5	7,0	—	0,5
То же из Куузику	99,5	0,5	—	—
Серовато-бурая из Метскюла	76,4	23,6	—	—
Красно-бурая из Раудна (а)	1,3	75,3	23,4	—
То же " " (б)	70,3	25,0	4,7	—
" " из Отепя	54,2	45,8	—	—
Фиолетово-серая из Макита (близ Отепя)	73,9	23,6	—	2,5
Серая из Райгасте	81,0	19,0	—	—

В ходе отступления ледников с территории Эстонии значительную роль в направлении их движения играл дочетвертичный рельеф коренных пород (Орвику, 1955 и др.). Вполне естественно, что определенное влияние дочетвертичный рельеф оказал и на образование озерно-ледниковых бассейнов у края ледника, а также на условия седиментации в них. Исходя из этого, нам представляется целесообразным выделить среди ленточных отложений валдайского века следующие основные группы.

Глины вне древних долин возвышенной части Южной Эстонии. Благодаря расчлененному рельефу на выходе девонских пород процесс таяния ледяного покрова происходил здесь неравномерно, в результате чего возникли небольшие локальные ледниковые озера, иногда окруженные со всех сторон льдом. Отложившиеся в этих озерах маломощные залежи глин обычно не обладают типичной ленточной текстурой. Они тощие, богатые алевритовой фракцией, перемешанной более или менее равномерно с глинистым компонентом. В них встречаются лишь тонкие (0,5—2,0 мм) светлые горизонтально-слоистые алевритово-песчаные прослойки, отмечающие наиболее интенсивный принос материала. Иногда этот слой имеет лишь характер ровной, покрытой мелкозернистым песком плоскости. Цвет описанных глин — от бурого до красно-бурого различных тонов. Залежи этих глин встречаются как в низинах, так и в возвышенных частях рельефа.

Типичным представителем этой группы является глина близ Отепя (карьер Хундисоо):

Глины в древних долинах Южной Эстонии. В древних долинах после отступления ледника обычно возникали озерные бассейны с благоприятными условиями для образования ленточных глин. Значительная глубина бассейнов способствовала образованию глин с совершенной ленточной текстурой. Мощность отдельных лент здесь изменчива и варьирует обычно в пределах нескольких сантиметров, нередко и больше. По цвету глины бурые или красновато-бурые, в нижней части профиля в большинстве случаев серые. Серую окраску имеют в основном летние алевритовые слои, тогда как зимние, более жирные слои характеризуются фиолетово-бурыми, реже чистыми серыми тонами.

Площадное распространение глин этой группы определяется геоморфологическими элементами древних долин.

Нами были выбраны два образца этих глин (бурая и серая глина) из месторождения Тохври, расположенного в 18 км к западу от г. Вильянди.

Глины на карбонатном плато. Наиболее обширную площадь распространения имеют ленточные глины на выходах ордовикских и силурийских карбонатных пород. Используя низменности слабонаклоненного рельефа карбонатного плато, они образовали в бассейне р. Пярну и Казари, а также в Пейпсиской впадине крупные залежи мощностью до 20 м и протяженностью до нескольких десятков километров. У глин этого типа ленточная текстура выражена хорошо. Мощность зимних слоев обычно колеблется в пределах 5—15 мм; цвет их характеризуется бурыми и фиолетово-бурыми, в нижних частях профиля — серыми тонами. Цвет летних алевроитовых слоев в верхних частях желтоватый, в нижних — серый. Мощность этих слоев обычно 5—25 мм.

Описанные глины изучались нами в месторождениях Куузику (Западная Эстония) и Тудулинна (Пейпсиская впадина). К этой группе условно можно отнести и глины, встречающиеся в небольших долинах рек Северной Эстонии. По характеру глины в этих долинах мало отличаются от типичных ленточных отложений Западной Эстонии или Пейпсиской впадины. Глины, залегающие в самых северных частях этих долин, относятся к следующей группе.

Глины предглинтовой зоны в Эстонской ССР мало распространены. Их можно найти лишь местами в узкой полосе к северу от глинта. Нередко они обнажаются в долинах рек Северной Эстонии. По своему литологическому характеру эти глины довольно изменчивы. Зимние слои имеют обычно мощность 3—8 мм, летние — от нескольких миллиметров до 40—50 мм и более. Характерной чертой глин этой группы является их цвет, который как у летнего, так и у зимнего слоя здесь по всему профилю одинаковый — синевато-серый. Это обусловлено, по видимому, цветом исходных пород, в частности кембрийских «синих глин», выходящих у подножия глинта.

Мы изучали глину из месторождения Локса, расположенного на несколько метров выше уровня Финского залива.

Гранулометрический состав

Для сравнительной характеристики гранулометрического состава ленточных глин и мелкозема моренных отложений нами производились анализы 17 проб, при этом применялись комбинированный ситовый и пипеточный методы. Пробы ленточных глин брались отдельно из светлых летних слоев и из залегающих непосредственно на них темноцветных зимних слоев. Результаты гранулометрического анализа приведены в виде гистограмм (рис. 2).

Бросается в глаза, что в глинах, как в летних, так и в зимних слоях, содержание фракций 1,0—0,5; 0,5—0,25 и 0,25—0,1 мм очень незначительное, в то время как в моренах они обычно составляют 10—30%.

Гранулометрический состав летних слоев весьма однообразен у всех типов глин. Они представлены в основном тяжелыми суглинками или легкими глинами (по Качинскому, 1958) и имеют максимумы в интервале 0,05—0,005 мм.

В составе зимних слоев выявляется интересная закономерность, отражающая различные условия в бассейнах седиментации. Зимние слои

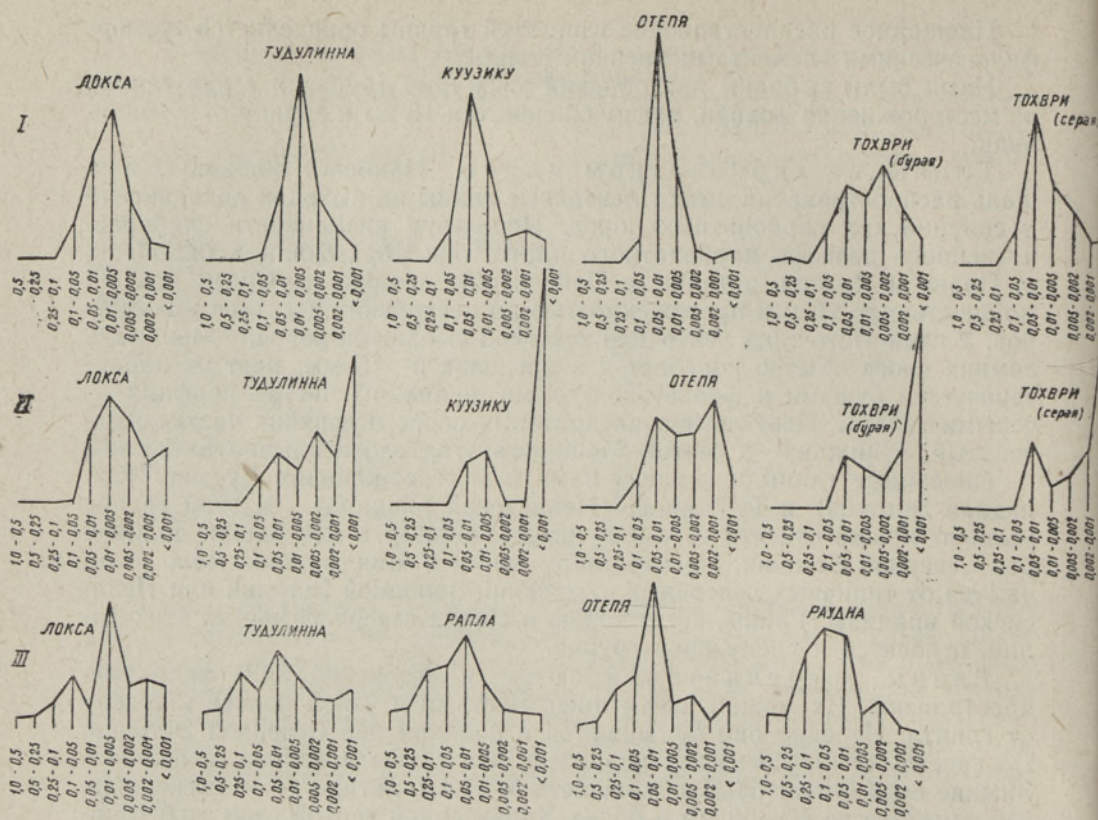


Рис. 2. Гранулометрический состав.

I — летние слои ленточных глин; II — зимние слои ленточных глин; III — мелкозем ($< 1,0$ мм) морен.

глин, отлагавшихся в крупных и глубоководных бассейнах Западной Эстонии, Пейпсиской впадины и древних долин Южной Эстонии, представлены тяжелой глиной, и в их гистограммах наблюдается резкий подъем кривой в направлении более мелких фракций. Глины из Отепя (Южная Эстония) и из Локса (предглинтовая зона) характеризуются значительно меньшим содержанием фракции $< 0,001$ мм и соответственно этому представлены или тяжелым суглинком, или средней глиной. Такой состав, а также характер отсортированности материала говорят о том, что эти глины осаждались, вероятно, в более мелководных бассейнах, где не существовало благоприятных условий для более совершенной дифференциации принесенного материала.

Гранулометрический состав мелкозема морен сильно отличается от гранулометрического состава ленточных глин. В нем представлены более или менее равномерно все размерные фракции. На гранулометрический состав морен определенное влияние оказывали подстилающие коренные породы, что уже неоднократно отмечалось в соответствующей литературе (Орвику, 1958 и др.). Так, мелкозем морен в предглинтовой полосе на выходе кембрийских синих глин представлен в основном средним и тяжелым суглинком и часто также легкой или средней глиной. Мелкозем морен на карбонатных коренных породах в Северной Эстонии чаще всего состоит из легкого и среднего суглинка, а в Южной Эстонии на песчаниках девона в преобладающих случаях или из лег-

кого суглинки, или из средней и тяжелой супеси (Раукас, 1961б). Эта закономерность хорошо выявляется также при рассмотрении выбранных нами образцов типичных представителей морен, распространенных на территории республики (рис. 2).

Характер сортировки и асимметрии гранулометрического состава изученных проб (по методу квартилей; Рухин, 1947) приведен в табл. 2.

Мелкозем морен, за исключением предглинтовой морены из Локса, имеет средний размер зерен (Md) 0,0190—0,0650 мм, обусловленный наличием значительного количества песчаной фракции. Отсортированность мелкозема морен весьма плохая. Коэффициент сортировки (S_0) их, по нашим анализам, имеет значения в пределах 2,28—5,35. Коэффициент асимметрии (S_k) морен обычно меньше 1, что указывает на быстрое уменьшение количества мелких фракций при удалении от среднего размера. Исключение составляет опять же морена из Локса, обогащенная синей глиной, т. е. являющаяся, очевидно, локальной мореной.

Средний размер зерен летних слоев ленточных глин находится в пределах 0,0051—0,0150 мм, а зимних — 0,0010—0,0019 мм для глубоководных бассейнов и 0,0050—0,0052 мм для более мелких водоемов (Локса, Отепя).

Отсортированность материала летних слоев сравнительно хорошая ($S_0 = 1,44 - 2,34$). У зимних слоев коэффициент сортировки намного выше и колеблется в пределах 2,28—3,67 мм, но он все же меньше, чем у моренных отложений.

Различия в степени сортировки материала в летних и зимних слоях объясняются разными условиями их осаждения. Попавший в бассейн седиментации в течение летнего периода разнотельный материал дифференцируется по скоростям осаждения. Алевритовые частицы, представленные преимущественно изометрическими зернами кварца, полевых шпатов, карбонатов и ряда других обломочных минералов, осаждаются быстро, в то время как более мелкие частицы, главным образом гидратизированные слюды и глинистые минералы, ввиду своей пластинчатой формы и мелких размеров остаются на долгое время во взвешенном состоянии. Новые и новые порции вновь принесенного материала все больше и больше обогащают летние слои алевритовой фракцией, что и отражается в сравнительно низких значениях коэффициента S_0 . В зимний период, наоборот, принос материала, а следовательно, и влияние внешних факторов практически прекращаются. Малая скорость осаждения пелитовых частиц, находящихся в виде взвеси на разных глубинах бассейна, не дала им возможности дифференцироваться по отдельным узким фракциям.

В значениях коэффициента асимметрии для летних слоев определенной закономерности не наблюдается. У зимних слоев он в большинстве случаев выше 1, что указывает на большую роль коллоидно-дисперсных частиц.

Нами изучался также характер окатанности кварцевых зерен во фракциях 0,05—0,1 и 0,1—0,25 мм. В каждом препарате было подсчитано по пятибалльной шкале (от 0 до 4) 150—200 зерен. На основе этого для каждой пробы вычислялись коэффициенты окатанности в баллах и процентах (табл. 3).

Результаты показывают, что во фракции 0,05—0,1 мм различий между глинами и моренными отложениями не наблюдается. В обоих случаях окатанность в баллах меньше 1, т. е. в этой фракции преобладают остроугольные, совершенно неокатанные или обладающие слегка оглаженными ребрами и углами зерна.

Некоторые показатели гранулометрического состава изученных морен и ленточных глин

Область распространения	Морены				Ленточные глины			
	Местонахождение	Средний размер зерен, мм <i>Md</i>	Коэффициент сортировки S_o	Коэффициент асимметрии S_k	Местонахождение	Средний размер зерен, мм <i>Md</i>	Коэффициент сортировки S_o	Коэффициент асимметрии S_k
Предглинная полоса	Локса	0,0063	4,47	3,40	Локса	0,0088	1,70	1,15
					летний слой зимний "	0,0052	2,28	0,62
Северная Эстония (выходы карбонатных пород)	Тудулинна	0,0190	5,35	0,97	Тудулинна	0,0075	1,44	0,78
					летний слой зимний "	0,0019	3,60	1,23
Южная Эстония (выходы терригенных пород)	Рапла	0,0360	3,83	0,63	Куузику	0,0110	1,87	1,24
					летний слой зимний "		Не определялись	
	Отепя	0,0250	3,20	0,72	Отепя	0,0150	1,72	0,94
					летний слой зимний "	0,0050	2,80	1,01
	Раудна	0,0650	2,28	0,76	Тохвари	0,0051	2,34	1,02
					летний слой зимний "	0,0010	3,24	1,68
				летний "	0,0100	2,18	0,84	
				зимний "	0,0011	3,67	1,78	
Среднее		0,0303	3,83		для летних слоев	0,0096	1,88	
					" зимних "	0,0028	3,19	

Коэффициенты окатанности кварцевых зерен в изученных моренах и ленточных глинах

Область распространения	Морены						Ленточные глины						
	Место-нахождение	0,05—0,1 мм		0,1—0,25 мм		Место-нахождение	0,05—0,1 мм		0,1—0,25 мм				
		в баллах	в процентах	в баллах	в процентах		в баллах	в процентах	в баллах	в процентах			
Предглинтовая полоса	Куусалу	0,55	14	0,98	25	0,70							
	Локса	0,70	18	0,86	21	0,48	Локса	0,71	18	1,45	36	0,97	
Северная Эстония (выходы карбонатных пород)	Одернйду	0,74	19	1,44	36	0,39							
	"	0,62	15	1,03	26	0,68							
	Тудулинна	0,84	21	1,24	31	0,75	Тудулинна	0,58	15	1,33	34	1,05	
	"	0,50	13	0,88	22	0,65							
	Рапла	0,66	16	0,88	22	0,67							
	Куузику	0,76	19	1,22	31	0,66	Куузику	0,68	17	1,29	32	0,93	
Южная Эстония (выходы терригенных пород)	Метскюла	0,70	18	1,05	26	0,61							
	Отепя	0,74	19	1,04	26	0,57	Отепя	0,59	15	1,44	36	0,95	
	Раудна	0,76	19	1,12	28	0,64	Тохври	0,85	21	1,74	44	0,85	
	"	0,75	19	0,95	24	0,69	"	0,86	21	1,23	31	0,81	
	Макита	0,73	18	1,16	29	0,66							
	Райгасте	0,98	25	Не определены	Не определены								
Среднее		0,71	18	1,09	27	0,63		0,71	18	1,41	35	0,93	

Во фракции 0,1—0,25 мм существенных различий в числовых значениях этих показателей также не наблюдается. Характерен лишь факт, что средняя окатанность зерен в глинах во всех случаях выше 1, тогда как в моренах встречаются иногда и более низкие значения. Ясная закономерность проявляется в распределении зерен с разной степенью окатанности. В моренах основная масса зерен имеет лишь слабые следы окатанности, но в глинах наряду с неокатанными или слабо окатанными зернами нередко встречаются и зерна с хорошей (баллы 2 и 3) или даже идеальной (балл 4) окатанностью. Это хорошо отражается в величинах стандартных (средних квадратических) отклонений, вычисленных для этой фракции (табл. 3). В глинах эти величины обычно больше 0,80, в моренах, как правило, ниже 0,70.

Изучение окатанности кварцевых зерен позволяет сделать вывод, что материал фракции 0,05—0,1 мм приносился в бассейны седиментации исключительно во взвешенном состоянии и совершенно не подвергался окатыванию. Зерна диаметром 0,1—0,25 мм частично подвергались окатыванию по дну переносивших их флювиогляциальных потоков. На это указывает наличие в глинах зерен с различной степенью окатанности и более хорошая средняя окатанность их по сравнению с моренами.

Минералогический состав фракций 0,1—0,05, 0,05—0,01 и 0,01—0,002 мм

В минералогическом составе ленточных глин и морен наблюдается много общего. В алевроитовой и мелкопесчаной фракциях морен республики присутствует 51 различных минерал или минеральная группа (Раукас, 1961а), и те же самые минералы, за некоторыми исключениями, установлены нами также в ленточных глинах Эстонии. Иммерсионным методом нами были исследованы фракции 0,1—0,05, 0,05—0,01 и 0,01—0,002 мм. Качественный состав минералов в этих фракциях мало отличается. Некоторые различия наблюдаются в количествах отдельных минералов. Так, в мелкоалевритовой (0,05—0,01 мм) фракции по сравнению с крупноалевритовой (0,1—0,05 мм) содержится больше карбонатов, мусковита, циркона, турмалина и некоторых других акцессорных минералов и меньше полевых шпатов, амфиболов, пироксенов и биотита. Характерной чертой является более высокое содержание различных сильно выветрелых обломков и минеральных агрегатов, а также гидрослюдистых минералов в мелкоалевритовой фракции. Максимум содержания тяжелых минералов (с уд. весом $> 2,89$) также располагается в мелкоалевритовой фракции. Содержание этих минералов доходит здесь до 14% (обычно 4—8%) и во много раз превышает содержание тяжелых минералов в песчаных фракциях этих отложений.

Минералогический состав морен зависит от состава подстилающих коренных пород. Так, в предглинтовой полосе морены постоянно, хотя и в небольшом количестве, содержат пирит и глауконит, которые входят в состав и близлежащих коренных пород. Карбонатные минералы в предглинтовой полосе отсутствуют или встречаются в небольшом количестве. Зато морены, залегающие на карбонатных породах ордовика и силура, всегда обогащены ими. В моренах на красноцветных терригенных породах девона содержание карбонатов снова уменьшается, так как девонские породы сравнительно бедны ими. В этих моренах содержится относительно много циркона, турмалина и ряд других акцессорных минералов, встречающихся часто в девонских породах. Минералы в красно-бурых моренах Южной Эстонии обычно покрыты тонкой плен-

кой гидроокислов железа, что редко наблюдается у морен из других районов.

Минералогический состав ленточных глин республики имеет некоторые общие черты с составом близлежащих морен и коренных пород, но наряду с этим наблюдаются и определенные различия. Например, в ленточных глинах в предглинтовой полосе установлены типичные для морен этого района минералы пирит и глауконит, но в отличие от морен в глинах этой зоны содержится значительное количество карбонатов. Это указывает на то, что принос материала в предглинтовый приледниковый бассейн происходил частично с юга, с территории распространения карбонатных пород.

Если морены на территории Северной Эстонии обычно богаче карбонатами, чем морены Южной Эстонии, то для ленточных глин нередко наблюдается обратная картина, т. е. глины в Южной Эстонии на породах девона содержат карбонатных минералов больше, чем глины на карбонатных породах ордовика и силура. Эта на первый взгляд парадоксальная закономерность объясняется, по-видимому, тем, что в озерно-ледниковые бассейны Южной Эстонии с территории Северной Эстонии текучими над- и внутриледниковыми водами приносилось много карбонатного материала. В приледниковые же бассейны, находящиеся на территории Северной Эстонии, приносился материал в основном из более северных районов, бедных карбонатами. Не исключается возможность, что часть карбонатов в ленточных глинах имеет аутигенное происхождение.

Интересен тот факт, что в моренах Северной Эстонии среди карбонатных минералов кальцит преобладает над доломитом, а в Южной Эстонии, наоборот, доломит доминирует над кальцитом. Это объясняется более высокой устойчивостью доломита в ходе транспортировки и преобладанием доломита над кальцитом в породах силура и девона. В ленточных глинах всегда содержится больше доломита, так как, кроме механического раздробления, здесь, очевидно, во время транспортировки и осаждения происходило интенсивное растворение кальцита. Эта закономерность указывает на подчиненное содержание карбонатов аутигенного происхождения. Подтверждается это еще и тем, что кальцит редко имеет четкие кристаллографические очертания.

В ленточных глинах Южной Эстонии минералы, аналогично минералам морен, нередко покрыты гидроокислами железа, окрашивающими их в бурые или фиолетовые тона.

Что касается общих закономерностей, то мелкоалевритовая фракция ленточных глин богаче карбонатами и беднее полевыми шпатами, чем крупноалевритовая фракция их (см. табл. 4 и 5). По сравнению с моренами в ленточных глинах обычно содержится меньше карбонатов и больше полевых шпатов, слюд и минеральных агрегатов. Если во фракции 0,1—0,05 м ленточных глин соотношение кварца и полевых шпатов колеблется в пределах 2 : 1—7 : 1, то в моренах Северной Эстонии — до 5 : 1 (Тудулинна, Рапла), Южной Эстонии — до 12 : 1 (Раудна) и предглинтовых районов — до 13 : 1 (Куусалу).

В мелкоалевритовой (0,05—0,01 мм) фракции полевых шпатов гораздо меньше, чем в крупноалевритовой. Так, соотношение кварца и полевых шпатов составляет в ленточных глинах от 4 : 1 в Тохври до 43 : 1 в Тудулинна, в моренах же Северной Эстонии от 5 : 1 в Рапла до 28 : 1 в Тудулинна, Южной Эстонии от 12 : 1 в Раудна до 20 : 1 в Отепя и в моренах предглинтовых районов от 14 : 1 (Локса) до 18 : 1 (Куусалу).

Минералогический состав крупногалеритовой (0,1—0,05 мм) фракции некоторых морен и ленточных глин Эстонии, %

Минералы	Морены												Ленточные глины (летние слои)									
	Куусалу, синевато-серая	Локса, синевато- серая	Оярнйду, красно-бурая	Оярнйду, фиолетово-бурая	Тудулинна, фиолетово-серая	Тудулинна, серая	Раппа, серая	Куузикку, серая	Метскола, серовато-бурая	Отепя, красно- бурая	Раудна, красно- бурая, (а)	Раудна, красно- бурая, (б)	Макита, фиолетово-серая	Райгасте, серая	Локса	Тудулинна	Куузикку	Отепя	Тохаря, бурая	Тохаря, серая		
Кварц	74,1	82,3	69,6	67,1	65,9	60,3	45,6	38,7	66,8	73,0	65,3	62,7	59,2	66,6	66,7	65,8	62,1	60,2	56,3	42,5		
Полевые шпаты	5,8	7,8	18,3	19,9	12,6	24,5	8,3	10,3	8,4	14,0	16,7	5,4	16,2	19,6	11,1	19,0	20,2	8,8	23,8	11,7		
Карбонаты	—	—	0,7	2,1	5,6	10,2	42,9	47,6	20,8	4,6	—	17,1	21,0	9,4	5,1	2,9	13,6	10,5	12,7	19,6		
Биотит	0,4	1,4	2,3	1,9	0,9	0,4	0,4	0,3	0,5	0,9	5,3	2,5	0,6	0,9	3,4	3,5	0,5	7,3	1,0	3,7		
Мусковит	2,7	1,4	3,1	2,7	3,3	0,8	1,6	0,7	0,5	0,9	4,5	5,4	1,8	0,9	3,5	2,6	1,0	1,7	2,8	10,0		
Хлориты	0,4	0,4	0,5	0,6	0,5	0,4	—	—	—	0,5	0,4	—	—	0,4	0,5	0,3	0,5	0,3	0,5	1,7		
Гидрослюды, агрегаты, сильно выветрелые минералы	15,7	6,0	5,5	4,8	11,2	3,0	0,8	2,4	3,0	6,1	7,8	6,4	1,2	2,2	8,0	5,9	2,1	10,9	2,9	10,8		
Глауконит	0,9	0,7	—	0,5	—	0,4	—	—	—	—	—	0,5	—	—	0,5	—	—	—	—	—		
Остальные	—	—	—	0,4	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—	—	0,3	—	—		
	Тяжелая фракция (уд. вес. > 2,89)																					
Магнетит, ильменит	2,8	4,5	16,4	23,5	14,1	6,1	10,5	5,2	11,9	8,5	5,6	13,2	12,3	7,8	2,9	9,6	19,5	18,8	12,2	7,3		
Гематит, лимонит	0,3	1,0	11,7	2,5	2,8	0,3	1,6	2,8	1,1	4,0	2,5	7,4	0,7	0,8	1,0	1,9	1,0	9,5	4,0	2,5		
Пирит	0,6	0,5	—	0,7	2,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	—	0,7	1,9	—		
Лейкоксен	0,6	0,3	0,7	4,2	4,0	0,9	1,3	—	0,7	1,7	0,9	0,7	0,7	0,8	—	1,5	0,7	1,9	2,0	0,6		

Гранат	17,5	11,1	9,3	14,6	11,6	13,1	24,0	15,7	9,2	8,9	26,4	10,0	16,0	13,0	3,2	8,1	14,5	16,8	10,4	11,4
Амфиболы	58,2	53,4	39,6	30,4	31,9	52,6	34,9	40,8	52,4	49,8	48,8	42,4	36,0	46,3	26,5	34,0	38,5	20,6	34,9	44,6
Пироксены	4,0	5,2	2,3	1,1	1,8	5,2	2,7	4,2	4,2	3,2	3,1	1,9	3,5	2,7	1,4	2,3	3,7	3,8	2,2	5,0
Карбонаты	—	—	0,3	1,2	11,1	4,7	12,1	13,4	3,5	—	0,2	3,4	12,1	14,5	17,9	6,1	1,4	9,6	7,3	11,4
Биотит	0,3	1,6	0,7	0,9	2,1	0,6	—	—	0,4	0,2	0,4	4,3	0,9	—	3,9	9,6	0,3	—	0,8	1,9
Мусковит	0,6	1,8	0,7	0,5	3,1	1,5	0,2	0,2	1,1	3,5	1,1	3,4	0,9	1,3	1,8	0,8	1,4	3,8	2,8	1,9
Хлориты, гидрослюда	1,2	7,4	1,7	0,9	3,9	4,1	2,2	1,7	4,6	2,2	0,4	1,9	3,5	1,2	22,2	13,0	4,1	5,7	7,3	5,7
Глаукозит	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	11,8	0,8	—	—	—	—
Циркон, монацит, ксенотим	7,3	6,9	10,8	15,7	4,9	3,8	4,7	6,5	3,5	7,0	4,5	4,3	8,9	3,6	2,9	5,4	6,1	1,9	7,3	4,4
Турмалин	—	0,5	0,5	0,5	0,9	0,3	0,9	1,8	1,8	3,6	0,7	1,0	1,4	1,1	0,4	0,8	1,4	—	2,0	—
Эпидот, цоизит, клиноцоизит	0,9	1,1	0,7	0,4	1,2	1,2	0,6	0,7	0,6	1,9	0,2	0,6	0,2	1,2	0,4	0,4	0,6	—	1,4	0,3
Рутил, титанит, бруксит, анатаз	0,3	—	1,3	0,7	0,3	—	0,7	—	0,9	0,2	0,4	0,4	0,5	1,7	—	—	0,6	3,8	0,6	0,3
Ставролит, андалузит, дис-теп, силлманит	2,4	1,3	1,0	1,1	2,1	1,8	0,4	3,2	0,6	1,0	1,0	1,6	0,5	2,3	0,4	0,4	2,3	—	2,6	1,2
Апатит	1,5	1,0	1,0	0,7	1,5	1,7	0,9	2,3	1,8	3,0	2,5	2,6	0,9	1,1	0,4	1,1	2,0	—	1,8	0,6
Агрегаты, сильно выветрелые минералы	—	0,6	0,5	0,2	—	0,9	1,1	1,0	1,3	1,1	0,7	—	0,2	—	1,9	3,4	—	—	—	—
Остальные	0,9	1,8	0,8	0,2	0,6	1,2	1,2	0,5	0,4	0,2	0,6	0,9	0,6	0,6	—	0,8	1,2	1,9	0,4	0,9
Содержание тяжелой фракции	4,8	10,7	3,6	2,4	5,2	5,8	2,3	3,1	4,2	6,2	3,1	3,3	3,0	6,5	8,4	5,4	3,9	8,8	2,3	7,1

Минералогический состав мелкоалевритовой (0,05—0,01 мм) фракции некоторых морен и ленточных глин Эстонии, %

Минералы	Морены												Ленточные глины (летние слои)								
	Куусаалу, синевато-серая	Лока, синевато- серая	Одернийду, красно-бурая	Одернийду, фиолетово-серая	Тудулинна, фиолетово-серая	Тудулинна, серая	Раппа, серая	Куузнику, серая	Метскюла, серовато-бурая	Отепа, красно- бурая	Раудна, красно- бурая, (а)	Раудна, красно- бурая, (б)	Макита, фиолетово-серая	Райгасте, серая	Лока	Тудулинна	Куузнику	Отепа	Лохари, бурая	Лохари, серая	
Кварц	71,6	61,9	59,9	66,8	57,4	56,4	19,6	18,4	59,0	57,5	60,0	48,9	41,8	55,0	71,7	73,5	58,4	48,8	50,1	50,5	—
Полевые шпаты	4,1	4,4	3,6	4,2	2,1	6,4	4,1	0,8	5,2	2,8	4,2	4,0	5,1	2,4	4,4	1,7	5,9	3,1	12,8	4,2	—
Карбонаты	0,6	1,8	5,5	5,8	6,8	13,2	66,6	75,3	16,6	2,3	1,1	25,5	39,6	31,4	6,2	3,4	11,7	40,1	12,0	26,2	—
Биотит	1,6	1,1	—	1,1	0,4	0,4	—	—	0,4	4,7	8,6	1,0	0,5	0,4	0,4	0,8	0,4	—	—	0,4	—
Мусковит	7,9	8,3	9,5	13,0	19,6	8,0	3,6	2,7	7,6	11,6	5,7	7,3	6,1	4,4	5,9	8,6	10,9	4,3	9,9	8,2	—
Хлориты	0,5	1,5	—	1,0	—	2,0	—	—	—	—	—	0,3	—	—	0,7	—	—	0,3	0,4	—	—
Гидрослюды, агрегаты, сильно выветрелые минералы	13,4	19,5	21,1	7,9	13,3	12,4	5,4	2,8	9,9	20,7	20,0	12,8	4,6	6,0	5,7	11,8	11,3	3,4	14,0	10,5	—
Глауконит	—	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,5	—	—	—	—	—	—
Остальные	0,3	0,4	0,4	0,2	0,4	1,2	0,7	—	1,3	0,4	0,4	0,2	2,3	0,4	1,5	0,2	1,4	—	0,8	—	—
	Тяжелая фракция (уд. вес > 2,89)																				
Магнетит, ильменит	—	13,5	—	—	47,3	8,6	5,7	—	40,5	—	10,0	—	59,3	—	5,5	2,7	47,4	1,0	16,7	—	—
Гематит, лимонит	—	0,4	—	—	0,5	0,4	0,2	—	1,9	—	1,4	—	—	—	0,7	—	—	1,7	0,8	—	—
Пирит	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	—	—	—	—	—	—
Лейкоксен	—	1,2	—	—	1,8	—	1,2	—	1,6	—	0,7	—	—	—	—	0,3	2,1	—	—	—	—

Гранат	—	6,9	—	—	13,5	12,0	15,4	0,6	9,0	—	12,8	—	7,2	—	13,7	7,9	10,4	4,5	9,1	—
Амфиболы	—	45,7	—	—	2,5	43,1	31,4	3,3	10,7	—	33,7	—	1,7	—	25,3	37,7	9,6	50,8	30,2	—
Пироксены	—	3,2	—	—	0,2	5,1	2,4	0,3	0,9	—	2,6	—	0,2	—	0,7	1,3	1,3	1,0	1,6	—
Карбонаты	—	—	—	—	2,9	7,7	33,3	91,3	18,1	—	1,5	—	0,7	—	11,6	16,5	2,1	12,8	7,5	—
Биотит	—	6,1	—	—	0,2	0,9	1,0	0,9	1,0	—	5,7	—	1,0	—	3,4	7,2	1,0	4,0	2,0	—
Мусковит	—	1,6	—	—	0,5	3,4	0,2	0,6	0,3	—	3,4	—	1,2	—	8,9	4,5	1,0	4,5	4,3	—
Хлориты, гидрослюда	—	6,5	—	—	3,8	5,2	1,7	1,5	2,2	—	14,1	—	2,6	—	7,5	4,8	7,3	10,1	4,4	—
Глаукоцит	—	1,2	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	0,7	—	—	—	—	—
Циркон, монацит, ксенотим	—	6,9	—	—	10,7	2,1	3,6	0,6	9,7	—	2,7	—	16,3	—	8,2	2,4	8,9	3,1	12,3	—
Турмалин	—	1,6	—	—	6,2	0,4	1,0	0,3	—	—	2,7	—	2,4	—	0,7	1,7	3,1	0,3	5,9	—
Эпидот, цонзит, клиноцо- зит	—	0,4	—	—	0,5	2,2	—	—	—	—	2,1	—	—	—	2,1	0,7	0,3	1,4	—	—
Рутил, титанит, брукит, анатаз	—	0,8	—	—	1,8	1,7	0,5	—	0,3	—	1,2	—	1,6	—	0,7	—	1,8	0,3	0,8	—
Ставролит, андалузит, дис- тен, силлиманит	—	1,2	—	—	1,8	2,1	0,2	0,3	0,3	—	1,6	—	2,2	—	2,1	0,7	1,3	—	2,0	—
Апатит	—	0,4	—	—	4,8	2,6	0,2	—	1,3	—	2,7	—	3,6	—	4,1	1,7	1,3	1,4	0,8	—
Агрегаты, сильно выветре- лые минералы	—	0,4	—	—	—	1,7	1,4	0,3	1,6	—	1,1	—	—	—	3,4	7,2	0,5	3,1	0,4	—
Остальные	—	2,0	—	—	0,5	0,8	0,6	—	0,3	—	—	—	—	—	0,7	2,0	0,6	—	1,2	—
Содержание тяжелой фракции	7,0	10,7	4,1	5,5	8,7	14,0	5,8	1,6	11,2	5,2	7,1	5,4	8,0	4,7	9,8	7,7	7,5	1,4	6,6	6,9

Во фракции меньше 0,01 мм полевые шпаты практически отсутствуют. Более крупные частицы здесь представлены (как в моренах, так и в ленточных глинах) сильно выветрелыми минеральными агрегатами, слюдами, карбонатами и кварцем. Мелкие частицы в этих фракциях состоят из гидрослюд и других глинистых минералов.

На основании всего вышесказанного можно сделать вывод, что в процессе осаждения и транспортировки материала ленточных глин химическое выветривание не играло какой-либо заметной роли. Иначе нельзя объяснить высокое содержание относительно легко выветривающихся полевых шпатов в ленточных глинах. То же самое наблюдается и у минералов тяжелой фракции, в которой соотношение легко выветривающихся (амфиболы, пироксены) и стойких (гранат, циркон и др.) минералов у морен и ленточных глин почти одинаковое.

Минералогический состав фракции $< 0,002$ мм

Состав фракции $< 0,002$ мм изучался нами химическим, термическим и оптическим методами. Некоторые пробы подвергались и рентгенографическому исследованию.

Результаты химических анализов (табл. 6) показывают, что морены и ленточные глины имеют весьма сходный химический состав. Несколько пониженное содержание $Al_2O_3 + TiO_2$ в моренах объясняется меньшим содержанием тонкодисперсных частиц, представленных гидроалюмосиликатными глинистыми минералами. Характерно и более изменчивое содержание железа в моренах, что обусловлено, видимо, разнообразием минералогических форм этого элемента.

Наоборот, ленточные глины из разных месторождений, исключая лишь сильно карбонатную глину из Отепя, имеют одинаковый состав. При этом не наблюдается никаких существенных различий в пробах, взятых отдельно из летних и зимних слоев, а также из глин разного цвета (Тохври).

Результаты анализов хорошо совпадают с данными Н. Л. Дилакторского (1956). Как правило, в анализированных нами пробах содержится в среднем на 2—4% больше SiO_2 , чем во фракции $< 0,001$ мм, исследованной Н. Л. Дилакторским. Объясняется это присутствием во фракции $< 0,002$ мм большего количества свободного кремнезема в виде зерен кварца. В содержании компонентов карбонатных минералов наблюдается такая же закономерность.

По химическому составу тонкой фракции исследуемый материал близок к гидрослюдистому типу глин (см. Викулова и др., 1957).

Дифференциальный термический анализ фракции $< 0,002$ мм производился нами по методу Н. Л. Дилакторского (1953а), с применением металлического блока, диаметр канала которого — 9 мм. В качестве эталонного вещества применялась окись алюминия. Полученные термограммы приведены на рис. 3 и 4.

По общей конфигурации все термограммы как морен, так и отдельных слоев ленточных глин весьма однообразны. Все они имеют два четко выраженных эндотермических эффекта с максимумами в пределах $120—160^\circ$ и $560—610^\circ$. У большинства термограмм наблюдается еще слабый эндотермический эффект при $830—930^\circ$ и вслед за ним экзотермическая реакция при $910—980^\circ$. Такой характер кривых позволяет предполагать во всех пробах одинаковую гидрослюдистую основу, на фоне которой выявляются и некоторые различия, вызванные присутствием разных примесей.

Таблица 6

Химический состав фракции < 0,002 мм

Компоненты	Морефы						Ленточные глины												Среднее								
	Локса, синевато-серая		Тудулина, серая		Рапа, серая		Отепя, красно-бурая		Рауна, красно-бурая		Среднее		Локса		Тудулина		Куузику			Отепя		Тохври, бурая		Тохври, серая			
	лет-ний		зим-ний		лет-ний		зим-ний		лет-ний		зим-ний		лет-ний		зим-ний		лет-ний			зим-ний		лет-ний		зим-ний		лет-ний	
	лет-ний	зим-ний	лет-ний	зим-ний	лет-ний	зим-ний	лет-ний	зим-ний	лет-ний	зим-ний	лет-ний	зим-ний	лет-ний	зим-ний	лет-ний	зим-ний	лет-ний	зим-ний		лет-ний	зим-ний	лет-ний	зим-ний	лет-ний	зим-ний	лет-ний	
SiO ₂	50,84	48,12	31,85	47,85	47,38	45,21	50,56	52,85	52,33	49,43	51,62	50,14	44,18	53,18	49,08	50,31	49,82	50,33									
Al ₂ O ₃ + TiO ₂	17,80	15,90	15,31	20,97	19,90	17,58	20,73	18,95	22,17	22,92	21,99	20,75	16,98	21,00	21,79	22,40	21,19	20,98									
Fe ₂ O ₃	13,20	12,30	6,29	9,53	10,90	10,44	9,37	9,25	8,43	9,49	8,21	9,55	9,02	8,10	9,61	9,20	8,01	8,93									
CaO	2,80	7,40	17,60	1,68	1,78	6,25	2,53	2,23	1,24	1,47	2,13	1,44	7,35	2,55	1,51	2,20	2,53	2,47									
MgO	3,61	3,75	6,07	5,88	3,86	5,63	4,80	4,21	4,26	3,46	3,56	3,72	5,20	3,33	3,92	3,45	6,32	4,20									
K ₂ O	3,45	3,80	3,70	4,60	4,24	3,96	3,84	4,35	4,05	3,24	3,90	4,15	3,48	4,25	3,96	3,70	3,62	3,87									
Na ₂ O	2,10	3,02	1,11	3,12	1,46	2,16	3,05	3,80	2,38	1,93	1,23	2,14	2,92	1,60	1,93	2,14	2,42	2,32									
+ H ₂ O	5,85	4,58	5,82	8,04	8,95	6,65	6,44	4,07	6,69	7,10	7,85	6,95	8,11	7,82	8,24	6,82	5,48	6,87									
- H ₂ O	3,00	2,43	2,15	4,03	4,65	3,25	2,25	2,40	2,17	3,23	2,26	3,38	2,41	2,40	4,16	2,73	2,82	2,56									
CO ₂	2,20	3,86	15,28	1,51	2,40	5,05	2,26	2,34	1,23	2,18	1,48	2,36	6,24	1,66	2,11	2,64	2,00	2,41									
Σ	101,85	102,73	103,03	103,18	100,87	102,93	103,58	102,05	102,78	101,21	101,97	101,22	103,48	103,49	102,15	102,86	101,39	102,38									

Примечание. Анализы выполнены Э. Ю. Пальцером.

Так, у морены предглиняной зоны (рис. 3; 1) наблюдается характерный экзотермический эффект при 430° , обусловленный, по-видимому, присутствием тонкораспыленного пирита, встречающегося в некоторых типах пород кембрия и нижнего ордовика в довольно больших количествах. Крупный экзотермический эффект при температурах $700-800^{\circ}$, вероятнее всего, связывается с окислением органического вещества и в конкретном случае, очевидно, с примесью тонкорастертого диктионемового сланца пакерортского (A_{2-3}) горизонта. Едва заметный экзотермический эффект при 920° не позволяет говорить о значительных (выше 5%) примесях каолинита.

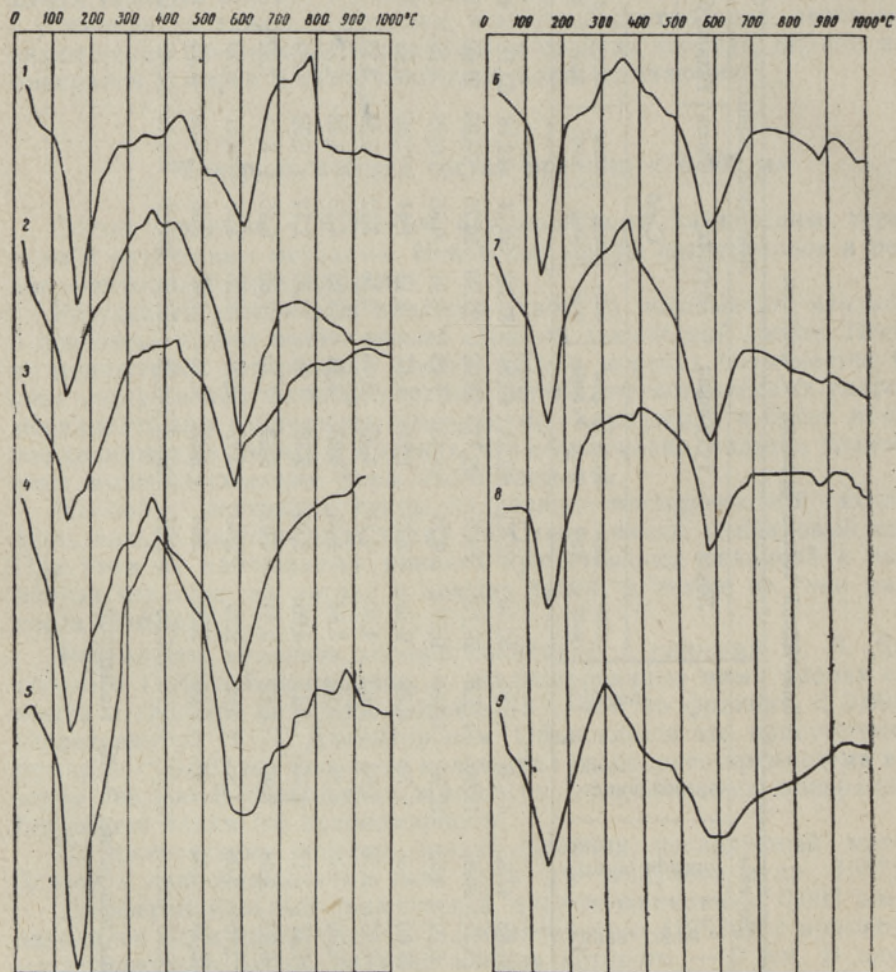


Рис. 3. Термограммы фракции $< 0,002$ мм морен.

1 — Локса; 2 — Тудулинна, фиолетово-серая; 3 — Тудулинна, серая; 4 — Рапла, обработанная 3%-ной HCl; 5 — Метскюла; 6 — Отепя; 7 — Раудна; 8 — Макита; 9 — Райгасте.

Морены Северной Эстонии (рис. 3; 2, 3, 4) имеют в некоторых случаях (рис. 3; 3) также экзотермический эффект окисления пирита при $420-430^{\circ}$. Пологость правой ветви первого, а частично и второго эндотермического эффекта позволяет предполагать еще присутствие минералов монтмориллонитовой группы. Примесей каолинита не наблюдается.

В большом количестве в этой фракции могут присутствовать карбонатные минералы, которые для получения сравнимых термограмм необходимо удалить путем растворения в 3%-ной HCl. При небольших количествах (2—10%) эффекты карбонатных минералов не усложняют расшифровки термограмм.

Красно-бурые морены Южной Эстонии во всех проведенных анализах характеризуются заметным эндотермическим эффектом при температуре 870—890°, что связано с полным разрушением решетки гидрослюдов и с четким экзотермическим эффектом при 910—930°, обусловленным процессами перекристаллизации аморфных продуктов разрушения гидрослюдов, а возможно, и частично примесью каолинита. Последний был установлен Н. Л. Дилакторским (1956) в небольших количествах в некоторых девонских глинах Южной Эстонии.

Более древняя фиолетово-серая морена из Макиа (рис. 3; 8) имеет сходный с красно-бурыми моренами состав. Серая морена днепровского оледенения из Райгасте значительных отличий от других типов морен также не имеет (рис. 3; 9). Четкие признаки, которые указывали бы на присутствие в ней каолинитовых примесей, отсутствуют.

Термограммы ленточных глин (рис. 4) не обнаруживают никаких существенных региональных различий. Кроме трех эндотермических эффектов, вызванных изменениями в структуре глинистых минералов, они обычно обладают еще двумя экзотермическими эффектами. Первый из них наблюдается в интервале 300—500° и связан, по-видимому, с процессами окисления. Вторая экзотермическая реакция при 920—980° означает перекристаллизацию продуктов разложения гидрослюдов, но при четком очертании эффекта указывает, возможно, и на наличие небольшого количества минералов группы каолинита (рис. 4; 4, 5, 8).

Кроме того, на правой ветви первого эндотермического эффекта в большинстве случаев наблюдается еще небольшая эндотермическая реакция при температуре 200—250°, указывающая на возможное присутствие минералов монтмориллонитовой группы. На такую возможность указывает и относительная интенсивность первой эндотермической реакции, а также удвоение второго эндотермического эффекта, которое наблюдается, например, у серой глины из Тохври (рис. 4; 6).

У глины из Отепя (рис. 4; 9) во фракции $< 0,002$ мм в заметных количествах присутствуют карбонатные минералы доломит и кальцит, на что указывают эффекты их разрушения при температурах 720 и 810° и происходящая вслед за этим экзотермическая реакция (880°) — образование сложных кальциевых силикатных соединений (Дилакторский, 1953а). Обработанная слабым раствором HCl проба (рис. 4; 10) имеет «нормальную» для ленточных глин республики термограмму.

Термограммы фракции $< 0,002$ мм из летних и зимних слоев имеют в общем одинаковый характер. Исключение представляет лишь глина из Локса (рис. 4; 1), термограмма летнего слоя которой обладает более мощной экзотермической реакцией при 300—500°. Эта реакция вызвана присутствием органического вещества, отложившегося в заметных количествах в летние периоды в глинах предглинтовой полосы.

Интересен тот факт, что у зимних слоев ленточных глин Южной Эстонии (рис. 4; 6, 8, 10) наблюдается ясный эндотермический эффект при температуре 350—380°, вызванный, очевидно, дегидратацией гидроксидов железа. У летних слоев этих глин, так же как и у глин Северной Эстонии, этот эффект или отсутствует, или имеет нечеткие очертания. Так как валовое содержание железа, по данным химических анализов, во всех глинах одинаковое, то описанное явление объясняется, видимо, присутствием различных форм железистых соединений.

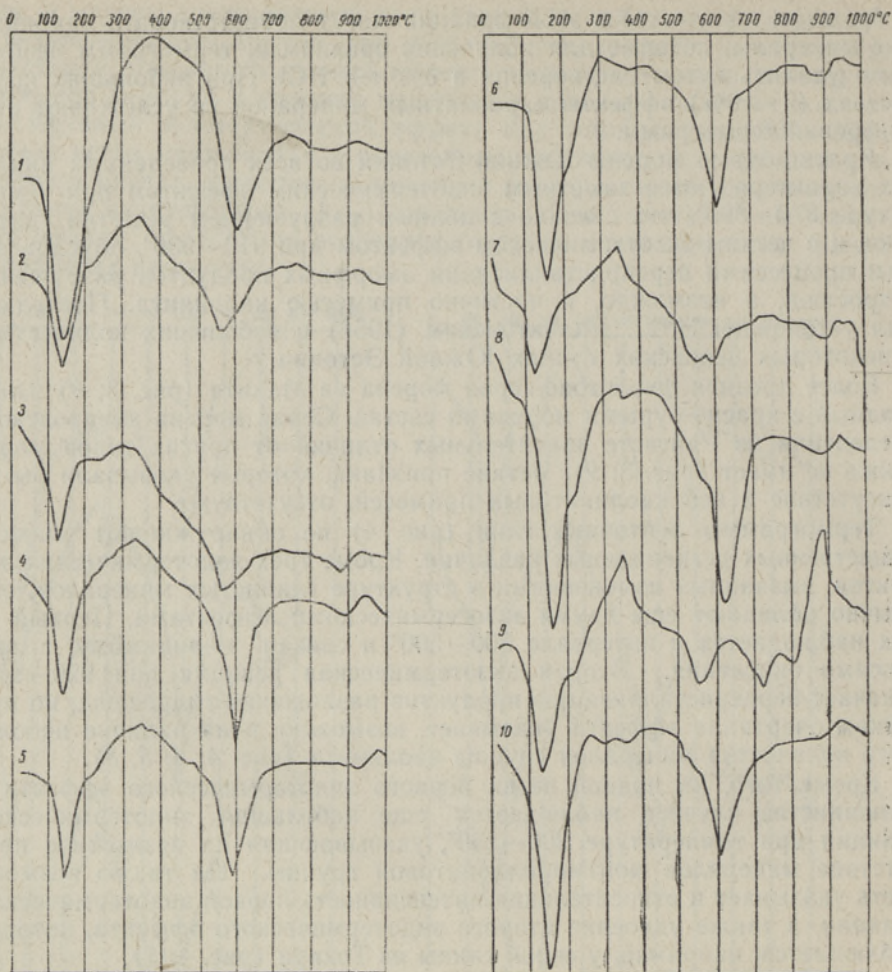


Рис. 4. Термограммы фракции $< 0,002 \text{ мм}$ ленточных глин.

1 — Локса, летний слой; 2 — Локса, зимний слой; 3 — Тудулинна, летний слой; 4 — Тудулинна, зимний слой; 5 — Куузику, зимний слой; 6 — Тохври, серая, летний слой; 7 — Тохври, серая, зимний слой; 8 — Тохври, бурая, зимний слой; 9 — Отепя, летний слой; 10 — Отепя, зимний слой, обработанный 3%-ной HCl.

Полученные нами результаты термического анализа в общем хорошо совпадают с данными Н. Л. Дилакторского (1956) для фракции $< 0,001 \text{ мм}$ некоторых четвертичных глин, в частности и ленточных глин республики. Сравнение наших данных с результатами А. Раукаса (Raukas, 1961b) для морен республики связано с трудностями, так как им проанализированы более крупные фракции, в термограммах которых эффекты обломочных минералов затрудняют расшифровку в отношении глинистого материала.

Оптическому анализу подвергалась фракция $< 0,002 \text{ мм}$ из всех собранных нами образцов. Отмученные в дистиллированной воде частицы отстаивались на плоских фарфоровых чашках. Из высушенных на воздухе осадков были приготовлены препараты по способу, описанному М. Ф. Викуловой (Викулова и др., 1957). Определялись показатели светопреломления Ng' и Np' ориентированных агрегатов. Результаты анализов приведены в табл. 7.

Оптические свойства ориентированных агрегатов фракции < 0,002 мм морен, ленточных глин и некоторых коренных глин Эстонии

Область распространения	Морены				Ленточные глины			
	Место-нахождение	Ng'	Np'	Ng'—Np'	Местонахождение	Ng'	Np'	Ng'—Np'
Предглинговая полоса	Куусалу	1,576	1,559	0,017	Локса летний слой	1,577	1,560	0,017
	Локса	1,579	1,560	0,019	зимний "	1,579	1,563	0,016
Северная Эстония (выходы карбонатных пород)	Одерниду	1,599	1,577	0,022	Тудулинна летний слой	1,582	1,568	0,014
	"	1,586	1,565	0,021	зимний "	1,588	1,569	0,019
	Тудулинна	1,587	1,565	0,022	Куузику летний "	1,588	1,569	0,019
	"	1,588	1,566	0,022	зимний "	1,586	1,568	0,018
	Рапла	1,599	1,582	0,017				
Куузику	1,590	1,566	0,024					
Южная Эстония (выходы терригенных пород)	Метскола	1,592	1,575	0,017	Отепя летний слой	1,593	1,569	0,024
	Отепя	1,598	1,574	0,024	зимний "	1,587	1,568	0,019
	Раудна	1,594	1,572	0,022	летний "	1,588	1,565	0,023
	"	1,607	1,578	0,029	зимний "	1,587	1,563	0,024
	Макига	1,599	1,575	0,024	летний "	1,586	1,566	0,020
	Райгасте	1,583	1,569	0,014	зимний "	1,586	1,566	0,020

Коренные породы

Колгаюла, синяя глина (Ст)	1,581	1,561	0,020
Раудна, красная глина (D)	1,622	1,594	0,028

Показатели светопреломления ориентированных агрегатов моренных отложений колеблются в довольно широких пределах: $Ng' = 1,592 \pm 0,016$; $Np' = 1,570 \pm 0,011$. При этом наблюдается закономерное увеличение значений преломления в южном направлении. В этой закономерности отражается явное влияние исходных коренных пород. Известно, что свободные окислы железа в тонкодисперсном состоянии, рассеянные в глинистой массе или покрывающие тонкой пленкой глинистые частицы, вызывают возрастание показателей преломления агрегатов глинистых частиц (Викулова и др., 1957). В условиях Эстонской ССР содержание свободных соединений железа в моренах увеличивается в южном направлении за счет красноцветных девонских пород. Таким образом, показатели светопреломления красно-бурых морен Южной Эстонии, а также и североэстонской красно-бурой морены из Одернйду, не являются истинными показателями глинистых минералов, а искажены из-за присутствия в них примесей железистых соединений.

Для иллюстрации вышесказанного в табл. 7 приведены также данные об оптических показателях двух представителей коренных глин — синей глины кембрийского возраста из Колгакюла (близ пос. Локса) и интенсивно красной девонской глины из обнажения на берегу р. Раудна, близ г. Вильянди. Как видно, предглинтовая морена по оптическим свойствам глинистой части почти не отличается от синей глины, в то время как показатели светопреломления южноэстонских морен приближаются к показателю красноцветной девонской глины.

В ленточных глинах показатели светопреломления агрегатов изменяются в более узких пределах ($Ng' = 1,585 \pm 0,008$, $Np' = 1,564 \pm 0,005$). Небольшие различия между северной и южной частями Эстонии и здесь наблюдаются, но они имеют, по всей вероятности, локальный характер. Так, глина предглинтовой полосы близка к залегающим здесь морене и синей глине, а глина из небольшого местного озерно-ледникового бассейна близ Отепя характеризуется показателями, близкими к показателям красно-бурых морен Южной Эстонии. В остальных более крупных бассейнах показатели светопреломления агрегатов весьма сходны, что указывает на перераспределение соединений железа в процессе седиментации. Следует иметь в виду, что приведенные Н. Л. Дилакторским (1956) данные для ленточных глин республики имеют по сравнению с нашими данными пониженные значения. Но поскольку изученные им месторождения располагаются исключительно в западной части республики (Пярну, Вигала, Вяндра) и лишь одно «аномальное» месторождение (Лаэва) совпадает с районом наших исследований, то в дальнейшем требуется уточнить характер и возможные причины таких выраженных в широтном направлении изменений.

В целом оптические константы как морен, так и ленточных глин не выходят за пределы, свойственные гидрослюдам. Роль минералов групп монтмориллонита и каолинита, по оптическим данным, незначительна.

В характере ориентированных агрегатов наблюдаются также некоторые закономерности. Сравнительно плохой ориентировкой частиц в агрегатах обладают сероцветные морены и ленточные глины из предглинтовой полосы, а также богатые карбонатными минералами морены Северной Эстонии. Для остальных глин и морен характерны агрегаты с довольно совершенной ориентировкой. Агрегаты эти часто свертываются в тонкие трубочки, которые легко поддаются оптическому изучению.

Все агрегаты морен и ленточных глин обнаруживают импрегнацию окисными соединениями железа буроватого оттенка. В предглинтовых разностях морен бурый цвет едва заметен, но в южном направлении

он становится интенсивно красно-бурым, и вследствие этого агрегаты иногда бывают почти непрозрачными. В ленточных глинах такие изменения выражены менее четко, но, например, глина из Отепя также окрашена в интенсивный красно-бурый цвет.

Рентгенографические анализы типичных представителей всех основных групп морен и ленточных глин (всего шесть образцов) были выполнены Р. Ильбергом в лаборатории рентгеноструктурного анализа Института строительства и строительных материалов АН ЭССР. Эти анализы показали присутствие во фракции $< 0,002$ мм, кроме гидрослюдистых минералов, еще значительного количества кварца, а в морене из Рапла и в ленточной глине Отепя также наличие кальцита. Монтмориллонит ни в одном из образцов не был найден в количествах, превышающих чувствительность метода (5—8%).

Полученные всеми методами однозначные результаты показывают, что преобладающим компонентом глинистой фракции являются минералы группы гидрослюд. Возможные примеси минералов каолиновой и монтмориллонитовой групп ни в одном случае не превышают 10%. Не исключена возможность присутствия в значительных количествах смешанно-слоистых монтмориллонит-гидрослюдистых минералов, как это предполагал Н. Л. Дилакторский (1956).

Заключение

По составу алевритовых и глинистых фракций морены и ленточные глины Эстонии весьма близки.

В алевритовой фракции обоих типов пород встречаются одни и те же минералы, преимущественно аллотигенного происхождения. Преобладают кварц, полевые шпаты, карбонаты и слюды. Содержание минералов тяжелой фракции (с уд. весом $> 2,89$) весьма высокое — обычно 4—8% и значительно превышает содержание тяжелых минералов в песчаной фракции этих отложений. Различия наблюдаются в количествах отдельных минералов. Так, в ленточных глинах содержится меньше карбонатов и больше полевых шпатов, слюд и минеральных агрегатов. Глинистая фракция как морен, так и глин всех типов состоит из минералов группы гидрослюд без каких-либо существенных примесей других глинистых минералов.

Некоторая изменчивость в минералогическом составе мелких фракций наблюдается по отдельным регионам республики, что обусловлено влиянием подстилающих коренных пород. Так, в моренах влияние исходных коренных пород четко проявляется в содержании карбонатных минералов в алевритовой фракции, а также в изменчивости показателей светопреломления глинистых агрегатов. В минералогическом составе ленточных глин региональные изменения слабо выражены, и влияние коренных пород наблюдается лишь у глин небольших локальных бассейнов.

Различия в гранулометрическом составе, в частности в сортировке материала, между моренами и летними и зимними слоями ленточных глин отражают соответствующие им условия седиментации. По степени окатанности обломочных зерен между мореной и ленточными глинами больших различий не наблюдалось. Это указывает на незначительное механическое истирание первоначального моренного материала в ходе транспортировки его в озерно-ледниковые водоемы.

Близкий минералогический состав рассматриваемых пород, а также наличие большого количества нестойких к выветриванию минералов

ясно говорят о ничтожной роли химических изменений в процессе превращения исходного моренного материала в озерно-ледниковую глину.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

ЛИТЕРАТУРА

- Викулова М. Ф. и др. 1957. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат.
- Дилакторский Н. Л. 1953а. К вопросу о методике термического анализа. Тр. 4-го совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, вып. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Дилакторский Н. Л. 1953б. К вопросу о термических свойствах глин Эстонской ССР. *Вопр. петрогр. и минерал.*, т. 2, М., Изд-во АН СССР.
- Дилакторский Н. Л. 1956. Физико-химические свойства тонких фракций некоторых глин Эстонской ССР. *Изв. АН ЭССР*, т. V, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 1.
- Качинский Н. А. 1958. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М., Изд-во АН СССР.
- Орвику К. К. 1955. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. *Изв. АН ЭССР*, т. IV, № 2.
- Орвику К. К. 1958. Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.
- Раукас А. 1961а. Минералогия морен Эстонии. *Изв. АН ЭССР*, т. X, сер. физ.-мат. и техн. наук, № 3.
- Раукас А. В. 1961б. Литология и минералогия основных морен Эстонской ССР. Автореферат диссертации. Таллин.
- Раукас А. 1962. Закономерности распределения галек в моренах Эстонской ССР. *Изв. АН ЭССР*, т. XI, сер. физ.-мат. и техн. наук, № 2.
- Рухин Л. Б. 1947. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во ЛГУ.
- Raukas, A. 1961a. Mineraloogilise meetodi kasutamise võimalusest moreenide uurimisel Eestis. ENSV TA Geoloogia Instituudi uurimused, VII.
- Raukas, A. 1961b. Eesti NSV põhimoreenide peenese termilise analüüsi tulemustest. *Geoloogilised märkmed*, 2. Tallinn.
- Raukas, A. 1961c. Märkmeid Eesti pleistotseeni stratigraafia ja paleogeograafia kohta moreenide uurimise alusel. VI Eesti looduseuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu.

EESTI NSV MOREENIDE JA VIIRSAVIDE PEENTE FRAKTSIOONIDE VÖRDLEV LITOLOOGILINE JA MINERALOOGILINE ISELOOMUSTUS

E. PIRRUS, A. RAUKAS

Resümee

Eesti NSV territooriumil ulatuslikult levivate ülepleistotseeni vanusega moreenide ja jääjärveliste viirsavide koostise tundmaõppimine ja omavaheline võrdlemine võimaldab lahendada praktilisi ülesandeid ja selgitada nende setete kujunemise tingimusi.

Käesolevas töös uuriti kõigi põhiliste litoloogiliselt ilmelt erinevate moreenide (tab. 1) ning viirsavide liiva-, aleuriidi- ja savifraktsiooni joonisel 1 näidatud leiukohtadest.

Granulomeetriliselt koostiselt erinevad viirsavid moreenide peenesest (<1,0 mm) eelkõige liivafraktsiooni tähtsusetu sisalduse poolest (joon. 2). Viirsavide suvekihid koosnevad enamasti raskest liivsavist või kergest savist, talvekihid peamiselt raskest savist. Sette sorteerituse aste on suvekhihtides parem kui talvekihtides (tab. 2). Kõige halvem on sorteeritus moreenides. Kvartsiterade ümardatuse jälgimine näitas (tab. 3), et osake-

sed, terasuurusega 0,05—0,1 mm, on kantud settebasseini eranditult hõljuvas olekus. Kvartsiterad läbimõõduga 0,1—0,25 mm, on viirsavides mõnevõrra paremini ümardatud kui moreenides, mis viitab nende kulutamisele fluvioglatsiaalsete vooludes.

Moreenide ja viirsavide aleuriidifraktsioonis esinevad ühed ja samad, enamikus allotigeense päritoluga mineraalid (tab. 4 ja 5). Valdavad neist on kvarts, päevakivid, karbonaadid ja vilgud. Raskete mineraalide ($e > 2,89$) hulk on suur (tavaliselt 4—8%) ning ületab tunduvalt raskete mineraalide sisalduse liivafraktsioonis. Võrreldes moreenidega on viirsavides vähem karbonaate, kuid rohkem päevakive, vilke ja mineraaliagregate. Nii moreenide kui ka viirsavide mineraloogilises koostises ilmneb aluspõhja mõjust tingitud regionaalseid erinevusi. Klindiesistele moreenidele on iseloomulik väike karbonaatide hulk või nende puudumine ja tunnusmineraalide püriidi ning glaukoniidi esinemine. Karbonaate avamusala moreenid sisaldavad aleuriidifraktsioonis rohkesti karbonaadiosakesi, mida devoni avamusala moreenides on suhteliselt vähe. Mineraaliterad devoni avamusala punakaspruunides moreenides on kaetud raudhüdroksoiidide kelmega, mida teiste moreenitüüpide juures harva esineb.

Erinevalt moreenidest on klindiesistes viirsavides rohkem karbonaate, mis lubab arvata, et osa settematerjali on kantud siinsetesse jääjärvedesse lõunast. Fakt, et Põhja-Eesti viirsavid on sageli Lõuna-Eesti viirsavidest karbonaadivaesemad, osutab settematerjali kandumisele Lõuna-Eesti jääjärvedesse Põhja-Eesti karbonaatsete kivimite avamusalalt, Põhja-Eesti aladele aga omakorda veelgi põhjapoolsematest karbonaadivaestest piirkondadest.

Viirsavide ja moreenide savifraktsiooni ($< 0,002$ mm) uuriti keemiliselt, termiliselt, röntgenograafiliselt ja optiliselt. Keemiliselt koostiselt (tab. 6) on mõlemad uuritud settetüübid lähedased ning kuuluvad hüdrovilkude hulka. Regionaalsed keemilise koostise erinevused on väikesed.

Nii moreenide kui ka viirsavide termilise analüüsi diferentsiaalkõverad (joon. 3 ja 4) vastavad hüdrovilkudele. Montmorilloniidi ja kaoliniidi rühma mineraale võib esineda vaid lisanditena, tõenäoliselt mitte üle 10%. Klindiesisele ja Kirde-Eesti moreenile on iseloomulik püriidi eksotermiline efekt 420—430° ning Lõuna-Eesti mõnedele savidele ja moreenidele tõenäoliselt raudhüdroksoiidide lagunemisele vastav endotermiline efekt 300—400° vahemikus. Rapla moreenis ja Otepää viirsavis esineb selles fraktsioonis rohkesti karbonaatseid mineraale.

Kuue proovi röntgenograafiline analüüs kinnitas termilise analüüsi andmeid. Ühelgi juhul ei leitud montmorilloniiti analüüsi täpsust ületavas koguses (5—8%).

Orienteeritud agregaatide optilised omadused kõiguvad samuti hüdrovilkudele omastes piirides (tab. 7). Seaduspäraselt suurenevad moreenides murdumisnäitajate absoluutväärtused lõuna suunas. See on tingitud aluspõhjaliste devoni kivimite mõjust, millides mineraaliterad on tavaliselt kaetud raudhüdroksoiidide kelmega, mis moonutab savimineraalide tege-likke murdumisnäitajaid. Regionaalsed erinevused viirsavide murdumisnäitajate väärtustes on tunduvalt väiksemad.

Erinevate meetoditega saadud tulemused kinnitavad, et nii moreenide kui ka viirsavide savifraktsioonis on valdavad hüdrovilgud. Kaoliniidi ja montmorilloniidi võimalikud lisandid ei ületa ühelgi juhul 10%. Võib oletada segamineraalide montmorilloniit-hüdrovilkude esinemist (Дилакторский, 1956).

Moreenide ja viirsavide lähedane mineraloogiline koostis ning porsumisele vähe vastupidavate mineraalide esinemine mõlemas settetüübis

enam-vähem võrdsetes hulkades osutab keemilise murenemise tühisele osale moreense lähtematerjali ümberkujunemises jääjärveliseks viir-saviks.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

LITHOLOGICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF THE FINE FRACTIONS OF VARVED CLAYS AND MORAINES OF ESTONIA

E. PIRRUS, A. RAUKAS

Summary

The investigation and comparative study of the Upper Pleistocene moraines and glacio-lacustrine varved clays widely distributed on Soviet Estonian territory enables us to solve problems of practical importance and elucidate the conditions prevailing at the formation of these deposits.

The present study concerns the sand, aleurite and clay fractions of all the main, lithologically different moraines (table 1) and varved clays distributed in places indicated in fig. 1.

As to their granulometric composition, the varved clays differ from moraine silt (<1.0 mm) first and foremost by an inconsiderable content of the sand fraction (fig. 2). The summer varves of clays mostly consist of heavy loam or clay, and the winter varves — mainly of heavy clay. The coefficient of sorting in summer varves is smaller than in winter varves. In moraines the sorting is worst of all. Observations on the degree of rounding (table 3) revealed that particles of the size of grain 0.05—0.1 mm were brought to the sedimentation basin in a floating state, without a single exception. Quartz grains of 0.1—0.25 mm in cross-section are somewhat better rounded in varved clays than in moraines, which points to their wearing-off in fluvio-glacial flows.

In the aleuritic fraction of moraines and varved clays identical minerals are to be found, which are chiefly of allothigenous origin (tables 4, 5), quartz, feldspars, carbonates and micas prevailing. The amount of heavy minerals (specific weight > 2.89) is considerable (as a rule, 4—8%), and it exceeds the content of heavy minerals in the sand fraction. In comparison with the moraines, the varved clays contain fewer carbonates, but more feldspars, micas and mineral aggregates. In moraines and varved clays as well, the mineralogical composition shows regional differences depending on the influence of the bedrock. Typical of moraines lying in front of the North-Estonian Glint is a smaller amount of carbonates, or their absence, as well as a presence of pyrite and glauconite. The moraines of the carbonate outcrop area contain abundant carbonate particles in the aleuritic fraction, whereas in the Devonian outcrops these particles are comparatively sparse. The mineral grains in the reddish-brown moraines of the Devonian outcrop are covered with a ferrihydroxide film which is rare in moraines of other types.

Contrary to moraines, the fore-glint varved clays contain abundantly carbonates, which allows us to assume that this part of the sediments were brought into the basins from the south. The fact that the North-Estonian varved clays are often poorer in carbonate content than the

South-Estonian ones points to the sediments being carried to the South-Estonian basins from the North-Estonian carbonate outcrop area, and to the North-Estonian areas, in their turn, from areas poor in carbonates, situated still farther to the north.

The pelitic fraction (<0.002 mm) of varved clays and moraines was studied by chemical, thermal, roentgenographic and optic methods. Both deposits studied are related as to their chemical composition (table 6) and belong to hydromicas. The regional differences are rather inconsiderable in the chemical composition.

The differential curves of the thermal analysis (figs. 3 and 4) in both moraines and varved clays correspond to those of hydromicas. The minerals belonging to the montmorillonite and caolinite groups occur but as additional matter, probably not more than 10%. The exothermal effect of pyrite at $420-430^\circ$ is typical of the fore-glint and Northeast-Estonian moraines, and the endothermal effect at $300-400^\circ$ — of some South-Estonian clays and moraines, probably in connection with the decomposition of ferrohdroxides. In Rapla moraines and Otepää varved clays this fraction contains abundant carbonate minerals.

The roentgenographic analysis of six samples confirmed the data of the thermal analysis. In not a single case montmorillonite was found in any amount exceeding the sensitivity of the method (5—8%).

The optical properties of the aggregates found also fluctuate within the limits of those proper to hydromicas (table 7). In moraines the absolute values of the refraction index increase towards the south, as a rule. This is due to the effect of the Devonian bedrock, where the mineral grains are usually covered with a ferrohdroxide film which distorts the actual refraction index of clay minerals. The regional changes in the refraction index of varved clays are but inconsiderable.

The results obtained by different methods confirm that in the clay (pelitic) fraction of both moraines and varved clays the prevailing minerals are hydromicas. The possible additional matter — caolinite and montmorillonite — does not exceed 10% in any case. A mixed-layered occurrence of montmorillonite-hydromica is possible, as assumed by N. Dilaktorski (Дилакторский, 1956).

The similar mineralogical composition of both moraines and varved clays as well as the occurrence of easily weathered minerals in both sediment types, in more or less equal amounts, points to the inconsiderable role of chemical weathering in the transformation of the moraine initial matter into glacio-lacustrine varved clay.

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