

XII

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituudi kirjandus

Труды Института геологии
Академии наук Эстонской ССР

МАТЕРИАЛЫ
ПО ГЕОЛОГИИ
ВЕРХНЕГО
ПЛЕЙСТОЦЕНА
И ГОЛОЦЕНА
ЭСТОНИИ

TALLINN · ТАЛЛИН · 1963

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

Toimetuse kolleegium:

ENSV TA akadeemik K. Orviku (esimees), geoloogia-mineraloogia kandidaadid
S. Baukov, D. Kaljo, R. Männil (sekretär), H. Palmre

Kõite toimetaja K. Orviku

Редакционная коллегия:

Академик АН ЭССР К. К. Орвику (председатель), кандидаты геолого-минералогиче-
ских наук С. С. Бауков, Д. Л. Кальо, Р. М. Мянниль (секретарь),
Х. Г. Пальме

Редактор выпуска К. К. Орвику

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Эстонской ССР*

*

РИСО № 469

Er. 8750



ЛИТОЛОГИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МОРЕН ЭСТОНСКОЙ ССР

А. В. РАУКАС

В последние годы в связи с быстрым ростом темпов исследований по четвертичной геологии республики все чаще обнаруживаются такие местонахождения, где друг над другом залегают два или три слоя морен, различающихся по цвету и литологическому составу. Стратиграфическая интерпретация их связана с большими трудностями, так как органические отложения между ними обычно отсутствуют. Образование таких моренных комплексов может быть обусловлено либо различными оледенениями, стадиями или осцилляциями, либо условиями залегания моренного материала в леднике (поверхностные, внутренние и донные морены) или вторичным изменением морены.

При характеристике литологического состава разновозрастных морен в настоящем сообщении за основу взята стратиграфическая схема плейстоцена Эстонии, составленная К. Орвику (1958а; Orviku, 1960а, б и др.). Основываясь на опыте выделения стадийных и межстадийных отложений в соседних Ленинградской и Псковской областях (Алейников, 1960 и др.), мы различаем в валдайском ярусе верхнего плейстоцена на территории Эстонии четыре стадийных моренных горизонта. Три более древних из них сопоставлялись с двинской, лужской и невской стадиями А. Алейникова, а четвертый, наиболее молодой, именуется по краевым образованиям Северо-Западной Эстонии паливереской стадией (Раукас, 1963).

По объему и распространению выделенные нами стадии не вполне совпадают со стадиями А. Алейникова. В связи с этим мы предлагаем для двинской, лужской и невской стадий использовать соответствующие местные названия: псковская, хааньяская и пандивереская стадии. Краевые образования псковской стадии располагаются за пределами территории Эстонии. Ледники хааньяской стадии также покрывали всю ее территорию. Краевые образования этой стадии, по-видимому, прослеживаются на южном и юго-восточном склонах Хааньяской возвышенности. Ледники пандивереской стадии на западе доходили до краевых образований, располагающихся к северу от г. Пярну (Раукас, 1963), а в Пейпсиской впадине — до Кайуских камов (Эльтерманн, Раукас, 1963).

На территории республики полные разрезы плейстоценовых отложений не встречаются. Пока еще не установлены отложения, которые можно было бы бесспорно отнести к нижнеплейстоценовому отделу. Мало имеется также сведений об отложениях среднеплейстоценового

отдела. Это объясняется, с одной стороны, значительным уносом более древних (древнее последнего оледенения) отложений материковым льдом и, с другой стороны, плохой обнаженностью четвертичных отложений и недостаточным количеством глубоких буровых скважин.

Среднеплейстоценовые морены, обоснованные палеонтологическими данными, известны в республике в Рынгу, Карукюла и на о-ве Суур-Прангли. Они залегают под отложениями микулинского яруса и соответственно этому отнесены К. Орвику к днепровскому ярусу (Orviku, 1960a, b; Орвику, 1958a и др.). В последнее время все чаще говорят о самостоятельности московского оледенения (Шик, 1957 и др.). Возможно, что отмеченные морены относятся не к днепровскому, а к московскому ярусу. Поэтому в нижеследующем мы называем эти морены просто моренами среднего плейстоцена.

Местонахождения морен среднего плейстоцена известны в окрестностях Рынгу и Карукюла в ряде мест. Эти морены характеризуются плотным строением, серым цветом и всегда содержат больше карбонатных (табл. 1) и меньше кристаллических и девонских пород, чем залегающие на них красно-бурые морены верхнего плейстоцена (Орвику, 1958b и др.).

Таблица 1

Содержание различных групп пород в гравийной фракции (5—10 мм) морен среднего и верхнего плейстоцена в окрестностях Рынгу, Карукюла и Валгута

Наименование морены	Группы пород, %				Примечания
	кристаллические	карбонатные	девонские	остальные	
Морена верхнего плейстоцена в Рынгу, у б. хутора Ваэва	21,4	65,6	7,1	5,9	По К. Орвику (1958b)
Морена среднего плейстоцена там же	20,4	75,3	3,3	1,0	То же
Верхняя морена верхнего плейстоцена в Райгасте, близ Рынгу	17,3	80,0	2,7	—	
Нижняя морена верхнего плейстоцена там же	20,6	69,7	9,7	—	
Морена среднего плейстоцена в Райгасте	19,0	81,0	—	—	
Морена верхнего плейстоцена в Карукюла	91,8	0,2	8,0	—	По К. Орвику (1958b)
Морена среднего плейстоцена там же	33,1	63,6	1,1	2,2	То же
Морена верхнего плейстоцена близ Карукюла (у б. хутора Тамме)	26,8	61,0	12,2	—	Проба отобрана В. Каризе
Морена среднего плейстоцена там же	8,6	91,4	—	—	То же
Морена верхнего плейстоцена в Валгута, I	20,7	72,6	6,7	—	
То же, в Валгута, II	20,8	77,1	2,1	—	
Морена среднего плейстоцена в Валгута	9,5	90,5	—	—	

Минералогический состав морены среднего плейстоцена близ Рынгу характеризуется относительно невысоким содержанием гематита и лимонита и большим количеством амфиболов и карбонатных минералов (табл. 2). Существенных различий в морфологии минеральных зерен и

в степени вторичных изменений их в разновозрастных моренах нами здесь не наблюдалось. Следует лишь отметить, что минералы в морене среднего плейстоцена не покрыты коркой гидроокислов железа, как это наблюдается в южноэстонских моренах последнего оледенения.

Таблица 2

Минералогический состав мелкопесчаной фракции (0,1—0,25 мм) морен среднего и верхнего плейстоцена в Райгасте, близ Рыngu, %

Минералы	I	II	III
Легкая фракция (уд. вес. < 2,89)			
Кварц	79,4	82,6	70,9
Полевые шпаты	7,0	4,5	8,3
Карбонаты	8,4	8,2	15,5
Биотит	1,2	0,6	0,4
Мусковит	2,5	2,6	3,0
Обломки пород, сильно выветрелые минеральные агрегаты и остальные минералы	1,5	1,5	1,9
Тяжелая фракция (уд. вес > 2,89)			
Магнетит, ильменит	10,6	23,9	11,9
Гематит, лимонит	6,9	8,2	3,3
Лейкоксен	1,1	1,3	0,6
Гранат	30,7	23,1	32,0
Амфиболы	27,2	20,6	36,6
Ромбические пироксены	1,9	2,4	1,6
Моноклинные пироксены	1,1	0,5	0,9
Карбонаты	2,9	1,6	2,9
Биотит	6,9	3,7	2,1
Мусковит	1,3	1,1	0,3
Хлорит	0,5	2,1	0,6
Циркон, монацит, ксенотим	1,9	1,1	1,0
Турмалин	1,6	2,9	1,5
Эпидот, цоизит, клиноцоизит	—	0,5	0,4
Рутил	0,3	—	0,1
Титанит	0,3	—	—
Ставролит	0,5	1,3	0,4
Андалузит	0,3	0,8	0,1
Дистен	0,5	0,3	0,3
Силлиманит	—	0,3	—
Апатит	—	1,1	1,0
Обломки пород, сильно выветрелые минеральные агрегаты и остальные минералы	3,5	3,2	2,4
Содержание тяжелой фракции, %	1,09	0,65	1,0

Примечание. I — верхняя красно-бурая морена верхнего плейстоцена. II — нижняя красно-бурая морена верхнего плейстоцена. III — серая морена среднего плейстоцена.

По количественному соотношению различных групп кристаллических пород разновозрастные морены в Рыngu и Карукюла отличаются незначительно (табл. 3). Морены среднего плейстоцена содержат лишь немного больше метаморфических и основных пород и меньше гранитов и сиенитов, чем морены верхнего плейстоцена. Эти различия могут носить случайный характер.

Таблица 3

Содержание различных групп кристаллических пород в разновозрастных моренах Рыngu (фракция 5—60 мм) и Карукюла (фракция 10—60 мм), %

Группы пород	I	II	III	IV	V	VI	VII
Граниты	75,0	78,0	79,0	78,0	74,0	77,2	78,3
Сиениты, хельсинкиты	—	—	—	2,0	1,0	0,7	1,2
Диориты	3,0	3,0	2,0	3,0	3,0	2,4	1,6
Габбро	2,0	1,0	—	1,0	1,0	0,7	0,4
Ультраосновные породы	—	—	1,0	—	—	—	—
Эффузивы кислого состава	1,0	2,0	2,0	1,0	2,0	2,1	2,8
Эффузивы основного состава	3,0	2,0	3,0	2,0	4,0	4,2	3,2
Метаморфические породы	14,0	12,0	12,0	10,0	13,0	11,5	9,7
Остальные	2,0	2,0	1,0	3,0	2,0	0,5	2,4

Примечание. I — морена среднего плейстоцена у б. хутора Ваэва, близ Рыngu. II — морена верхнего плейстоцена там же. III—V — морена верхнего плейстоцена из окрестностей пос. Рыngu. VI — морена среднего плейстоцена в Карукюла. VII — морена верхнего плейстоцена там же. Пробы I, II, VI, VII отобраны К. Орвику.

Разновозрастные морены на о-ве Суур-Прангли, как это явствует из устного сообщения К. Каяка, по количественным соотношениям различных пород мало между собой отличаются. В нижней морене бурого цвета (средний плейстоцен) карбонатных пород К. Каяком не обнаружено. В верхней морене серого цвета (верхний плейстоцен) эти породы встречаются, но в небольшом количестве.

Хотя обоснованное палеонтологическими данными залегание морен среднеплейстоценового отдела известно в республике только в немногих местонахождениях, есть полное основание полагать, что они имеют в Эстонии гораздо более широкое распространение. Так, в Валгута (примерно в 7 км к северо-западу от местонахождения межледниковых отложений в Рыngu), по сообщению В. Каризе, наблюдается следующий разрез четвертичных отложений:

- 6,0 м — красно-бурая суглинистая морена;
- 0,5 м — пески и гравий;
- 16,7 м — серая, в нижней части темно-серая, плотная суглинистая морена;
- 0,5 м + — пески и гравий.

У бывшего хутора Мухклазе (близ Валгута) нижняя морена местами залегает близко от поверхности, и ее можно было наблюдать в шурфах на глубине около 1,5 м. Нижняя серая и верхняя красно-бурая морены литологически сильно отличаются друг от друга. Так, нижняя морена содержит значительно больше карбонатных пород, чем верхняя, и в ней совершенно не встречаются девонские породы, присутствующие в верхней (см. табл. 1). Нет сомнения, что нижняя морена в Валгута одновозрастна с нижней серой мореной в Рыngu.

К. Каяк* предполагает присутствие морен днепровского (рисского) яруса, т. е. среднего плейстоцена, в Северо-Восточной Эстонии — в Савалаской и Куртнаской погребенных долинах, в районе между Карьямаа и Васькнарва и в окрестностях Тудулинна, Пала и г. Калласте. Мощность этой морены, по его данным, составляет в Савалаской погребенной долине 12,9 м, в Куртнаской погребенной долине до 12,3, в районе между Карьямаа и Васькнарва 3,4, у Пала 0,2—0,3, у Тудулин-

* К. Каяк и др. Отчет Пейпсиской партии о геологической и гидрогеологической съемках в северо-восточной части Эстонской ССР за 1958—1961 гг. 1961. Рукопись. ЭГФ.

на до 11,1 и у Калласте около 1,4 м. По механическому составу морены днепровского яруса в Северо-Восточной Эстонии представляют собой валунную супесь, за исключением морены у пос. Васькнарва, которая является валунным суглинком. Цвет этих морен колеблется в больших пределах: в верхней части разреза Савала он серый, в средней — бурый, в нижней — светло-серый (белый); в Куртна и Тудулинна — серый, в Пала — темно-бурый, в Калласте — серовато-бурый с фиолетовым оттенком. В больших пределах колеблется также соотношение различных групп пород в названных моренах и их минералогический состав. Так, в гравии морены Савала содержание карбонатных пород достигает 10—80%, в Куртна — около 50%, в Тудулинна — 30—80% и т. д.

Морены днепровского яруса в Северо-Восточной Эстонии выделяются К. Каяком в основном по условиям залегания различных моренных горизонтов. Следует отметить, что лишь в Савалаской погребенной долине нижнюю морену покрывают отложения (мощностью 1,8 м), содержащие растительные остатки, в которых, однако, споры и пыльца растений не были обнаружены. Поэтому возраст этих морен остается весьма спорным.

Окончательно не выяснено также стратиграфическое положение нижней фиолетово-серой, синевато-серой или бурой морены в окрестностях Сакалаской возвышенности. Э. Льюкене (Lõokene, 1960, 1961) предположительно относит их к днепровскому ярусу. Основываясь на наблюдениях В. Каризе, присутствие морены среднего плейстоцена (?) можно отметить еще и в других местах окрестности Сакалаской возвышенности (Сагесааре, Ристе и т. д.).

По данным Э. Льюкене (Lõokene, 1961), мощность фиолетово-серой морены днепровского яруса в Лахмузе составляет 7,5 м и ее покрывают флювиогляциальные отложения мощностью 13—14 м. По устному сообщению В. Каризе, нижняя морена в окрестностях Лахмузе имеет синевато-серую окраску и залегает или непосредственно под более молодой мореной желтовато-серого цвета мощностью до 6 м, или под более молодой мореной и флювиогляциальными отложениями общей мощностью до 10 м.

При бурении колодца для Ямеялской больницы (Lõokene, 1960) была пройдена нижняя морена днепровского яруса мощностью 30 м. Она залегала под более молодой красно-бурой мореной (мощность 3 м) и флювиогляциальными отложениями (мощность 9,5 м).

В Пыхьяка, в колодце бывшего хутора Кябья (Lõokene, 1961), мощность нижней синевато-серой морены около 17 м, и она залегает здесь под флювиогляциальными песками и гравием общей мощностью 14 м.

В деревне Сагесааре, в колодце бывшего хутора Вахеметса (в 4—5 км к западу от Сууре-Яани), по сообщению В. Каризе, нижняя синевато-серая морена залегает непосредственно под более молодой желтовато-серой мореной, на глубине 5,1 м, а в деревне Ристе (в 6 км к западу от Вильянди), в колодце бывшего хутора Риннаку, — на глубине 3,0—10,5 м, под более молодой мореной красно-бурой окраски.

Межледниковые отложения в окрестностях Сакалаской возвышенности пока не обнаружены, но их присутствие весьма вероятно. На это указывал К. Орвику еще в 1939 году (Orviku, 1939). Так, по его данным, А. Лаази в 1935 году нашел близ Сууре-Яани, в колодцах Кильдуской школы и маслобойного завода, под основной мореной мощностью 6 м торфоподобные отложения мощностью 0,2 м, которые испортили вкус воды в колодцах и, возможно, являются по возрасту межледниковыми.

Летом 1960 года в ходе геологосъемочных работ были обнаружены в 1,4 км к северу от Сууре-Яани, на глубине 7—18,5 м, межморенные песчано-глинистые отложения, содержавшие пыльцу и споры древесных пород и растений. Судя по неполному анализу (всего было проанализировано четыре образца с глубины 12,5—16,6 м), среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца березы (33—60%). Второе место принадлежит пыльце ольхи, ели и сосны, содержание которых увеличивается вверх по разрезу. Пыльцы широколиственных пород было очень мало — встречены лишь единичные зерна, которые носили следы переложения. Содержание пыльцы травянистых растений не велико, и она представлена незначительным количеством видов. Преобладают споры зеленых мхов (до 56%), второстепенное значение имеют споры сфагновых мхов *Sphagnales* и папоротников *Polypodiaceae*. Учитывая преобладание пыльцы березы в нижней части разреза, а также появление пыльцы ели и ольхи и более ранний максимум последней, В. Н. Панов-Иванов и др.* отмечают полное сходство спорово-пыльцевой диаграммы данного разреза с диаграммой озерных и болотных отложений в Карукюла, относимых К. Орвику (Orviku, 1960a, b и др.) к периоду верхнего климатического максимума муравинского (микулинского) межледниковья и в соответствии с этим устанавливают муравинский возраст описанного разреза. На наш взгляд, данные анализов скорее всего говорят о межстадиальном характере разреза (это подчеркивала также и Ю. И. Кожина, производившая спорово-пыльцевые анализы), но в то же время и не отрицают возможности установления межледниковых отложений в этом районе.

Морены среднего плейстоцена (?) в окрестностях Сакалаской возвышенности отличаются от морен верхнего плейстоцена не только по цвету, но и по литологическому составу. Кроме того, для них всегда характерно очень плотное строение, обусловленное давлением ледников верхнеплейстоценового (валдайского) оледенения. Если морены среднего плейстоцена в Южной Эстонии отличаются от морен верхнего плейстоцена более высоким содержанием карбонатных пород, то в окрестностях Сакалаской возвышенности, в частности в северной зоне ее, наблюдается нередко обратная картина: среднеплейстоценовые морены содержат обычно больше кристаллических и меньше карбонатных пород, чем залегающие на них морены верхнего плейстоцена (табл. 4).

В минералогическом составе среднеплейстоценовых морен здесь также наблюдается относительно невысокое содержание карбонатных минералов. Объяснить эту закономерность довольно трудно.

В Южной Эстонии сравнительно широко распространена так называемая фиолетово-серая** морена. Она залегает во многих древних долинах (Саэсааре, Тарту и др.), из нее сложено ядро ряда друмлинов (Тауга и др.) и, по всей вероятности, она является рельефообразующим компонентом в холмистом моренном рельефе (Орвику, 1956). Фиолетово-серая морена покрыта или флювиогляциальными отложениями (Илли, Тохври), или более молодой красно-бурой мореной и флювиогляциальными отложениями (Реола, Саэсааре), или выходит непосредственно на поверхность, например в окрестностях города Отепя (рис. 1, 2). Местами между фиолетово-серой и красно-бурой моренами

* В. Н. Панов-Иванов, Л. Т. Дубрава, В. К. Васильченко. Геологическое строение и гидрогеологические условия бассейнов реки Пярну и озера Выртъярв. Ленинград, 1961. Рукопись. ЭГФ.

** В действительности эта морена нередко окрашена и в бурый цвет.



Рис. 1. Залегание верхней красно-бурой морены на флювиогляциальных отложениях в Реола.



Рис. 2. Залегание нижней бурой (фиолетово-серой) морены под флювиогляциальными отложениями в Реола.

Таблица 4

Содержание различных групп пород в гравийной фракции (5—10 мм) морен среднего (?) и верхнего плейстоцена в окрестностях Сакаласской возвышенности

Наименование морены	Группы пород, %			Примечания
	карбонатные	кристаллические	песчаники	
Морена среднего плейстоцена из Пыхьяка	70,2	28,6	1,2	Проба отобрана В. Каризе
То же, из Сааренийду (Лахмузе)	72,1	27,9	—	То же
То же, из Лахмузе	47,5	35,0	17,5	По Э. Льюкене (Lõokene, 1961). Выполнен анализ фракции 4—10 мм
Морена верхнего плейстоцена из окрестностей Лахмузе	88,8	11,2	—	

найлены палеонтологически охарактеризованные интерстадиальные отложения (Камера) или погребенные почвы (близ Антсла).

Фиолетово-серые морены по своему литологическому составу отличаются от залегающих на них красно-бурых морен, но далеко не всегда эти различия выявляются четко. К. Орвику своими исследованиями показал (Орвику, 1958б и др.), что в гравийной фракции фиолетово-серых морен содержится больше карбонатных пород и меньше девонских песчаников, чем в верхних моренах красно-бурого цвета (табл. 5). Аналогичная закономерность наблюдается у галечной фракции этих морен (табл. 6). Имеющиеся отклонения от указанной закономерности (например, Саэсааре) не являются типичными. Почти всегда в фиолетово-серых моренах содержится больше галек (табл. 6) и гравия (табл. 7).

Некоторые различия наблюдаются и в минералогическом (Raukas, 1961b) и химическом (табл. 8) составах этих морен.

Исходя из строения геологического разреза Камера (т. е. учитывая найденные межстадиальные отложения и сравнительно большое литологическое сходство обоих моренных горизонтов в нем), фиолетово-серую морену обычно рассматривают как стадиальную морену последнего, валдайского оледенения (Orviku, 1960a; Орвику, 1958a, б), с оговоркой, что эта морена может быть и старше. Поднят также вопрос (Орвику, 1956) о том, не является ли фиолетово-серая морена мореной самостоятельного, калининского или московского, оледенения (по стратиграфической схеме А. Москвитина, 1952). В последнее время нередко фиолетово-серую морену относят к днепровскому ярусу (Orviku, 1960b; Каяк, 1959).

По нашему мнению (Raukas, 1961a), фиолетово-серая морена не является одновозрастной. В некоторых случаях ее следует рассматривать как стадиальную морену валдайского оледенения (Камера, Реола), в других — как морену среднего плейстоцена (Саэсааре, Тауга). Основанием для такого предположения является установление ряда отличающихся по цвету и литологическому составу залегающих друг на друге горизонтов морен в районе Отепяской возвышенности. Например, в Камбья, в 16 км к югу от города Тарту, в колодце бывшего хутора Мязотса, по устному сообщению В. Лепасепа, наблюдается следующий разрез четвертичных отложений:

2 м — легкая суглинистая морена красно-бурого цвета;

6 м — светло-желтый мелко- и равномернозернистый песок;

Содержание различных групп пород в гравийной фракции (5—10 мм) некоторых фиолетово-серых и залегающих на них красно-бурых морен Южной Эстонии

Наименование морены	Вероятный возраст	Группы пород, %				Примечания
		карбонатные	кристаллические	девонские песчаники	остальные	
Камера, красно-бурая	Q ₃ vd	68,0	22,2	6,8	3,0	По К. Орвику (1958б)
" фиолетово-серая	Q ₃ dv	70,5	23,2	5,4	0,9	
Отепя, красно-бурая	Q ₃ vd	72,6	20,7	6,7	—	По данным автора
" фиолетово-серая	Q ₃ dv	82,3	17,7	—	—	
Тарту, красно-бурая	Q ₃ vd	64,0	17,8	18,2	—	По И. Эльвре (Elvire, 1957) *
" фиолетово-серая	?	68,3	28,9	2,8	—	То же
Раади (Тарту), красно-бурая	Q ₃ vd	78,2	17,0	2,0	—	" "
" фиолетово-серая	?	64,2	33,0	—	—	" "
Саэсааре, красно-бурая	Q ₃ vd	57,0	40,4	—	2,6	" "
" фиолетово-серая	Q ₂	54,8	46,2	—	—	" "
Реола, красно-бурая	Q ₃ vd	44,9	30,1	25,0	—	" "
" фиолетово-серая	Q ₃ dv	55,6	37,5	6,9	—	По данным автора
Тауга, красно-бурая	Q ₃ vd	80,0	13,7	6,3	—	
" фиолетово-серая	Q ₂	78,2	21,8	—	—	
Тырва, красно-бурая	Q ₃ vd	47,7	41,8	9,7	0,8	По К. Орвику (Orviku, 1956) **
" фиолетово-серая	Q ₃ dv	77,4	12,0	8,0	2,6	
Вастселийна, красно-бурая	Q ₃ vd	42,3	51,6	6,1	—	По данным автора
" фиолетово-серая	Q ₃ dv	44,3	49,5	6,2	—	

* I. Elvire, Eesti NSV moreenide kivimilisest kvantitatiivsest analüüsist. Дипломная работа. 1957. Рукопись. Фонды геол. отд. ТГУ.

** K. Orviku, Eesti NSV maa-alal esinevate moreenide geoloogiat. 1956. Рукопись. Фонды ИГ АН ЭССР.

Таблица 6

Количество галек и содержание различных групп пород в галечной фракции (1—10 см) некоторых фиолетово-серых и залегающих на них красно-бурых морен Южной Эстонии

Наименование морены	Вероятный возраст	Количество галек в 1 м ³ морены	Группы пород, %			Содержание галечной фракции в морене, %
			карбонатные	кристаллические	девонские песчаники	
Раади, красно-бурая	Q ₃ ^{1z} vd	3 600	25,7	69,6	4,7	2,8
„ фиолетово-серая	?	20 100	77,0	21,5	1,5	9,7
Реола, красно-бурая	Q ₃ ^{1z} vd	5 750	63,1	32,6	4,3	4,0
„ фиолетово-серая	Q ₃ ^{dv} vd	9 650	66,0	31,7	2,3	5,2
Саэсааре, красно-бурая	Q ₃ ^{1z} vd	8 200	72,6	24,4	3,0	5,2
„ фиолетово-серая	Q ₂	7 700	65,5	33,0	1,5	3,3
Отепя, красно-бурая	Q ₃ ^{1z} vd	14 800	84,4	14,1	1,5	5,5
„ фиолетово-серая	Q ₃ ^{dv} vd	23 500	87,1	12,9	—	13,2

5 м — бурая морена, верхние 2 м которой более песчаные и содержат очень много галек; в нижней части морена более глинистая и бедна гальками;

1 м + — фиолетово-серая морена, плотная, тяжелая, суглинистая.

Нижняя, очень плотная фиолетово-серая морена в Камбья, по нашему мнению, относится к среднему плейстоцену. Залегание слоев, аналогичное залеганию их в верхней части этого разреза (красно-бурая и бурая или фиолетово-серая морены, разделенные песком или гравием), наблюдается в Южной Эстонии сравнительно часто, и встречающиеся здесь морены следует, вероятно, рассматривать как стадиальные морены последнего оледенения, т. е. верхнего плейстоцена. Стадиальный характер ряда фиолетово-серых морен Южной Эстонии бесспорно доказывается присутствием межстадиальных отложений в Камера (Орвику,

Таблица 7

Содержание гравийной (1—20 мм) фракции (в %) в некоторых фиолетово-серых и залегающих на них красно-бурых моренах Южной Эстонии
По И. Эльвре (Elvre, 1957) и К. Орвику (1956) *

Местонахождение	Верхняя красно-бурая морена	Нижняя фиолетово-серая морена
Тарту, ул. Бурденко	6,1	7,6
Тарту, ул. Ванемуйзе	8,0	19,9
Тарту, Раади	15,3	15,8
Саэсааре	13,6	12,3
Реола	5,1	13,6
Тырва	8,5	10,9
Холста	7,4	10,6
Ньуни	2,1	12,0

* См. сноски на стр. 10.

Таблица 8
Химический состав мелкозема (< 0,1 мм) некоторых фиолетово-серых и залегающих на них красно-бурых морен Южной Эстонии

Наименование морены	Вероятный возраст	SiO ₂	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Потеря при прокаливании	Всего	CO ₂
Саэсааре, красно-бурая	Q ₃ ¹² vd	65,3	12,1	3,8	4,5	2,2	2,7	2,0	7,7	100,3	3,9
" фиолетово-серая	Q ₂	61,7	12,3	3,7	5,9	2,5	2,9	1,6	9,0	99,6	5,8
Реола, красно-бурая	Q ₃ ¹² vd	65,1	13,5	4,2	3,7	1,9	2,8	1,8	7,8	100,8	5,7
" фиолетово-серая	Q ₃ ^{dv} vd	62,2	11,2	3,3	6,5	3,1	3,0	1,9	9,9	101,1	7,0

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии АН ЭССР. Аналитик — Л. Лутс.

1941 *, 1956 и др.). Но, с другой стороны, нельзя забывать, что местами в Южной Эстонии под фиолетово-серыми моренами обнаружены газопроявления, указывающие на присутствие более древних межледниковых и моренных отложений. Эти газопроявления, вероятно, связаны с разложением межледниковых отложений, более древних, чем фиолетово-серая морена данного разреза. Примером этого может служить описанный К. Орвику (1941 *, 1953 **) разрез у оз. Кывер-Уйбоярв (севернее г. Отепя):

- 9,0 м — фиолетово-серая валунная морена;
- 0,4 м — серый мелкозернистый галечник;
- 2,5 м — сероватая слоистая глина и суглинок, частично перемятые;
+ — гравий, из которого выделяется газ.

По литологическим признакам различать разновозрастные фиолетово-серые морены пока трудно. Можно лишь предполагать, что фиолетово-серые среднеплейстоценовые морены отличаются от фиолетово-серых морен верхнего плейстоцена очень плотным, «сланцеватым» строением. Более плотное строение морены предпоследнего оледенения по сравнению с мореной последнего оледенения отмечалось нами также при описании разновозрастных морен в других районах республики (см. стр. 7), и это подчеркивается также исследователями соседних районов (Котлукова, 1961 и др.).

Стадиальные горизонты валдайского века на территории Эстонии нами выделяются главным образом на основе изучения распространения руководящих валунов в моренах и распространения самих моренных отложений (Раукас, 1963).

Мы уже видели, что местами разновозрастные стадиальные морены покрывают друг друга. При этом они обычно либо соприкасаются непосредственно, либо отделяются флювиогляциальными или озерно-ледниковыми отложениями мощностью в несколько метров. Органические остатки между ними обнаруживаются редко. Морены лужской (хааньяской) стадии покрывают морены двинской (псковской) стадии в Южной Эстонии (Реола, Вана-Кастре, Камера, Вазула и др.), морены невской (пандивереской) стадии покрывают морены лужской (хааньяской) стадии в Северной Эстонии (Роостая, Пирита и др.). Залегания морен невской (пандивереской) стадии под моренами паливереской стадии пока не установлено.

Стадиальные морены двинской (псковской) стадии имеют в республике ограниченное распространение. Для них характерен фиолетово-серый или бурый цвет, и по литологическому составу они отличаются от покрывающих их красно-бурых морен. Так, в моренах двинской (псковской) стадии почти всегда содержится больше карбонатных пород и минералов и меньше девонских песчаников и кристаллических пород, чем в залегающих на них моренах лужской (хааньяской) стадии (см. табл. 5—8).

Морены лужской (хааньяской) стадии распространяются в республике исключительно широко. В Северной Эстонии они характеризуются серым, в Южной Эстонии — красно-бурым цветом (рис. 3, 4). Их литологический состав колеблется в зависимости от подстилающих

* К. Орвику. Первые находки межледниковых и межстадиальных отложений на территории Советской Эстонии, 1941. Рукопись. Фонды Института геологии АН ЭССР.

** К. К. Орвику. Объяснительная записка к геологической карте четвертичных отложений ЭССР. 1953. Рукопись. Фонды Института геологии АН ЭССР.



Рис. 3. Основная морена лужской (хааньяской) стадии серого цвета в Тудулинна.

коренных пород в больших пределах (см. Орвику, 19586; Раукас, 1962 и др.).

Морены невской (пандивереской) стадии распространяются в Северной Эстонии (см. Раукас, 1963) и обычно имеют серый цвет различных оттенков. В северо-восточной части Эстонии близ коренных выходов девона они местами окрашены в красно-бурый цвет, и в этом случае их можно легко отличить от более древних морен лужской (хааньяской) стадии серого или бурого цвета. Значительно отличаются они от последних также литологическим составом. Обычно в красно-бурых моренах невской (пандивереской) стадии полностью отсутствуют карбонатные породы (табл. 9), и эти морены в основном сложены кристаллическими породами и песчаниками наровского горизонта (D_2ng), тогда как в моренах лужской (хааньяской) стадии Северной Эстонии карбонатные породы почти всегда встречаются в большом количестве (60—95%).

Таблица 9

Содержание различных групп пород в галечной фракции (1—10 см) морен лужской (хааньяской) и невской (пандивереской) стадий на правом склоне ручья Роостая, близ бывшего хутора Одернийду

Наименование морены	Группы пород, %			
	карбонатные	кристаллические	песчаники	остальные породы
Верхняя красно-бурая морена невской (пандивереской) стадии	—	82,7	17,3	—
Нижняя серая (бурая) морена лужской (хааньяской) стадии	18,7	55,3	24,6	1,4

Находящиеся вдалеке от выходов девонских пород морены невской (пандивереской) стадии также окрашены в серый цвет, и отличить их от морен лужской (хааньяской) стадии по литологическим признакам трудно (рис. 5).

Морены паливереской стадии распространяются в северо-западной части республики, к северу от краевых образований Северо-Западной Эстонии, в основном на выходах карбонатных пород. Ввиду этого они окрашены в серый цвет и содержат много карбонатного материала.

Наряду со стадияльными моренами в пределах республики часто встречаются морены, залегающие слоями, образование которых, вероятно, связано с еще более незначительными отступлениями и надвиганиями — осцилляциями края материкового льда. По литологическим признакам разновозрастные осцилляторные морены обычно отличаются незначительно. Местами между ними обнаружены ленточные глины небольшой мощности (Хаабсааре) или безвалунные суглинки (Ноодазе, Райгасте).

К. Орвику (1953*) отмечает присутствие осцилляторных морен в Уула (в 20 км к западу от г. Тарту). На разнозернистых слоистых песках здесь залегает красно-бурая суглинистая, в нижней части супесчаная или песчаная морена мощностью 0,5—2,5 м, а над ней — суглинистая морена буровато-серого цвета мощностью 0,3—1,2 м. По содержанию различных групп пород названные осцилляторные морены, как можно было и предполагать, мало отличаются друг от друга (табл. 10).

Таблица 10

Содержание различных групп пород в галечной фракции (1—10 см) разновозрастных осцилляторных морен в старом (I) и новом (II) карьерах песка и гравия в Уула

Наименование морены	Группы пород, %					
	карбонатные		кристаллические		девонские песчаники	
	I	II	I	II	I	II
Верхняя буровато-серая	81,5	92,0	17,0	8,0	1,5	—
Нижняя красно-бурая	80,3	86,3	15,1	11,4	4,6	2,3

В Райгасте (в 3 км к югу от пос. Рынгу) расположен карьер песка и гравия, в котором на протяжении всего обнажения между двумя осцилляторными моренами красно-бурого цвета прослеживается горизонт безвалунного суглинка серого цвета мощностью 5—12 см. Мощность верхней осцилляторной морены составляет 1,0—1,6 м, нижней — 0,3—0,8 м. При этом верхняя суглинистая морена содержит больше карбонатных пород и меньше девонских песчаников, чем нижняя супесчаная морена (табл. 11). Различия в минералогическом составе этих морен (см. табл. 2) выявляются менее четко.

Безвалунный суглинок небольшой мощности между двумя одинакового цвета, литологически отличающимися осцилляторными моренами (табл. 11) обнаружен В. Лепасепом также в Ноодазе (в 10 км к юго-востоку от г. Выру).

* См. сноску на стр. 13.

Содержание различных групп пород в гравийной фракции (5—10 мм) разновозрастных осцилляторных морен в Райгасте и Ноодазе

Наименование морены	Группы пород, %		
	карбонатные	кристаллические	девонские песчаники
Райгасте, верхняя красно-бурая	80,0	17,3	2,7
„ нижняя красно-бурая	69,7	20,6	9,7
Ноодазе, верхняя красно-бурая	51,8	37,8	10,4
„ нижняя красно-бурая	50,0	50,0	—

Широко распространены залегающие друг на друге разноцветные морены последнего оледенения в окрестностях г. Вильянди. Впервые эти морены в литературе были отмечены К. Орвику (Orviku, 1935). Детально они описаны Э. Лёкене (Lõkene, 1960*, 1961). Эти морены или непосредственно соприкасаются между собой (Колга, Вериласке и др.), или отделяются флювиогляциальными отложениями небольшой (до 1,5 м) мощности (Пилу и др.).

Нижние морены последнего оледенения в окрестностях г. Вильянди характеризуются желтовато-серым или желтовато-бурым цветом, верхние морены — красно-бурые. В песчаной фракции нижних морен обычно содержится больше кварца, карбонатов, амфиболов и пироксенов и меньше полевых шпатов, рудных минералов, слюд и хлоритов, чем в верхних моренах (табл. 12). В нижних моренах содержится также больше галек и валунов. По соотношению различных групп пород эти морены мало отличаются друг от друга (табл. 13).

Образование двухслойных морен в окрестностях Вильянди, по нашему мнению, нельзя рассматривать по одной схеме. Большинство из этих морен образовалось, вероятно, в результате осцилляторных движений материкового льда. На это указывают их залегание, небольшая мощность и почти одинаковый литологический состав. Что формирование верхних и нижних морен в ряде случаев отделялось определенным промежутком времени, на это указывает также обнаруженное К. Орвику (Orviku, 1935) нарушенное напором материкового льда залегание межморенных песков, гравия и нижней морены близ северо-западного склона долины Вильянди у Мяннимяэ. Но, с другой стороны, залегание разного цвета морен в карьере гравия и песка на друмiline Тяку говорит в пользу того, что обе морены являются одновозрастными и что вытаивание их происходило из одного и того же ледника. На это указывает характер их залегания и незначительная мощность. Так, мощность верхней морены составляет, по нашим наблюдениям, лишь 0,35 м, нижней морены — 0,78 м, а между двумя моренами обнаружены в ненарушенном залегании пески и гравий общей мощностью 1,2 м. Нет основания полагать, что образование этих морен отделялось каким-либо существенным промежутком времени.

Одновозрастные внутренние и донные морены установлены нами в республике в ряде случаев. Обычно эти морены резко отличаются между собой по цвету и литологическому составу.

Так, в окрестностях Маарду, в 13 км к востоку от Таллина, известны три различных типа основной морены. В предглинтовой полосе распро-

* E. Lõkene. Sakala kõrgustiku põhjapoolse osa kvaternaargeoloogia. 1960. Диссертация. Рукопись находится в Научной библиотеке ТГУ.



Рис. 4. Основная морена лужской (хааньяской) стадии красно-бурого цвета в Кяркна.



Рис. 5. Локальная морена в Найстевяля (Пандивереская возвышенность), богатая гальками местных карбонатных пород.

Фото А. Мийдела.



Рис. 6. Залегание абляционной морены (?) на типичной основной морене в Кяркна.

Минералогические анализы мелкопесчаной (0,1—0,25 мм) фракции некоторых залегающих друг на друге разноцветных морен последнего оледенения в окрестностях г. Вильянди, %

Минералы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
Легкая фракция (удельный вес < 2,89)														
Кварц	65,3	65,9	70,7	76,5	58,7	71,7	66,4	69,1	68,2	58,5	57,6	70,7	64,4	68,7
Полевые шпаты	19,5	17,8	22,6	13,5	31,3	17,2	21,7	15,2	13,0	14,0	29,8	14,6	22,9	15,4
Карбонаты	12,6	13,4	4,7	7,4	4,3	7,7	7,5	12,5	15,7	24,0	0,8	8,6	7,5	12,3
Слюды	2,2	2,9	2,1	2,2	4,7	1,3	1,9	1,4	1,4	1,0	7,1	4,9	3,2	2,3
Остальные	0,4	—	1,0	0,4	1,0	2,1	2,5	1,8	1,7	2,5	4,7	1,2	2,0	1,3
Тяжелая фракция (удельный вес > 2,89)														
Магнетит, ильменит	6,5	8,3	11,0	4,3	7,4	7,8	9,9	5,8	6,9	8,6	5,5	10,8	7,9	7,6
Гематит, лимонит	2,3	1,5	2,4	1,9	5,1	6,2	5,8	2,4	4,2	3,9	6,3	3,2	4,4	3,2
Лейкоксен	0,5	1,0	0,3	0,8	1,0	0,7	—	—	0,6	—	0,8	0,3	0,5	0,5
Гранат	22,6	14,2	22,8	16,0	15,7	19,5	13,4	21,0	21,3	20,9	15,0	23,2	18,5	19,2
Амфиболы	36,9	47,1	35,8	58,1	26,4	42,4	40,6	39,2	42,9	42,4	27,7	37,8	35,1	44,4
Пироксены	3,1	2,9	3,1	1,7	1,5	4,2	3,3	4,7	3,0	1,8	2,6	3,5	2,6	3,1
Карбонаты	1,8	2,0	11,6	0,5	2,3	1,3	1,8	1,9	2,4	7,3	0,2	2,7	3,3	2,6
Слюды	7,8	4,9	2,4	1,3	14,4	4,2	10,5	6,5	5,7	2,3	21,2	2,2	10,3	3,6
Хлориты	6,5	4,4	0,5	0,8	8,6	2,0	2,3	1,9	2,1	1,3	8,5	2,2	4,7	2,1
Циркон, монацит, ксенотим	0,3	0,5	1,3	1,6	0,5	1,3	0,9	1,3	0,3	0,8	0,6	1,1	0,7	1,1
Турмалин	0,5	—	0,3	0,8	0,8	0,3	0,6	0,7	0,9	0,3	0,8	1,6	0,7	0,6
Эпидот, цоизит, клиноцоизит	0,8	1,0	0,8	2,1	1,3	1,3	0,9	0,9	1,8	1,1	1,4	1,4	1,2	1,3
Рутил	—	0,5	0,3	0,3	—	0,3	0,3	—	0,3	—	0,2	0,5	0,2	0,3
Титанит	0,3	—	—	0,3	0,5	—	—	0,4	—	—	—	—	0,1	0,1
Ставролит	0,8	1,5	1,1	1,3	—	0,7	0,6	0,2	0,3	0,3	0,2	—	0,5	0,7
Андалузит	0,3	—	0,5	1,1	0,8	1,3	0,3	0,1	—	—	0,4	0,5	0,4	0,7
Дистен	1,3	—	0,3	0,8	0,3	0,3	0,6	0,7	0,3	0,5	0,2	0,3	0,5	0,4
Силлиманит	—	0,5	—	0,5	0,3	0,7	0,3	—	—	0,3	—	—	0,1	0,3
Апатит	0,3	—	—	0,5	0,3	0,7	0,6	0,4	—	—	0,4	0,3	0,3	0,3
Остальные	7,4	9,7	5,5	5,3	12,6	4,8	7,3	10,9	7,0	8,2	8,0	8,4	8,0	7,9
Весовое содержание тяжелой фракции, %	1,1	1,4	0,3	1,0	0,6	0,7	1,0	1,0	1,2	1,5	0,7	0,9	0,8	1,1

Примечание. Все пробы отобраны Э. Льюкене.

- I — верхняя красно-бурая морена из Вериласке
 II — нижняя желтовато-серая морена „ „
 III — верхняя красно-бурая морена из Колга
 IV — нижняя желтовато-серая морена „ „
 V — верхняя красно-бурая морена из Анду
 VI — нижняя желтовато-бурая морена „ „
 VII — верхняя красно-бурая морена из Пилу

- VIII — нижняя желтовато-бурая морена из Пилу
 IX — верхняя красно-бурая морена из Кийза
 X — нижняя желтовато-бурая морена „ „
 XI — верхняя красно-бурая морена из Тяку
 XII — нижняя желтовато-бурая морена „ „
 XIII — среднее для красно-бурых морен
 XIV — среднее для желтовато-серых и желтовато-бурых морен

Таблица 13

Содержание различных групп пород в галечной фракции (1—10 см) и количество галек в некоторых залегающих друг на друге разноцветных моренах последнего оледенения в окрестностях г. Вильянди

Наименование морены	Мощность, м	Группы пород, %			Содержание галечной фракции, %	Количество галек в 1 м ³ морены
		карбонатные	кристаллические	девонские песчаники		
Вериласке, верхняя	0,70	86,1	11,2	2,7	7,1	7 600
„ нижняя	1,60	88,0	12,0	—	9,7	15 000
Колга, верхняя	0,80	86,3	12,7	1,0	5,7	9 700
„ нижняя	1,20+	88,8	10,7	0,5	7,5	12 200
Кййза, верхняя	3,80	86,1	12,6	1,3	3,9	6 700
„ нижняя	1,50+	89,3	10,5	0,2	14,3	26 200
Тяку, верхняя	0,35	0,2	63,0	36,8	1,6	1 400
„ нижняя	0,78	90,7	7,8	1,5	7,5	9 250

страняется типичная для этих районов синевато-серая малокарбонатная морена. К югу от нее, уже на выходах карбонатных пород, рядом встречаются желтовато-серая морена с высокой карбонатностью (донная морена) и красно-бурая бескарбонатная морена, содержащая только обломки кристаллических пород. Последняя, вероятно, была оставлена ледниками в виде внутренней морены, не имевшей контакта при своем движении с карбонатными породами ордовика.

На выходах карбонатных пород ордовика и силура внутренние морены отличаются от донных невысоким содержанием карбонатных минералов и карбонатных пород. Ввиду этого они имеют также и различную окраску. Например, в окрестностях Каали на о-ве Сааремаа, а также в других местах острова широко распространена желтовато-серая (донная) морена с высокой карбонатностью (более 20%) и наряду с ней более ограниченно встречается бурая морена с низкой карбонатностью (около 8%), которую мы считаем внутренней мореной.

О распространении в республике абляционной (поверхностной) морены имеется мало данных. Правильнее, мы не умеем ее отличать от лежащих на основной морене флювиогляциальных отложений. Весьма возможно, что некоторые плохо отсортированные, со слабо окатанными обломками гравийно-галечные отложения небольшой мощности, залегающие на типичной основной морене и относимые в настоящее время к флювиогляциальным отложениям, представляют собой абляционную морену (рис. 6).

В настоящем сообщении мы привели некоторые новые сведения о залегании разновозрастных морен в республике и предложили критерии для их сопоставления на основе литологических данных. Следует отметить, что здесь не затронут вопрос о закономерностях распространения руководящих валунов в моренах. Эти данные приведены в других работах автора (Раукас, 1963 и др.).

Из всего изложенного явствует, что в большинстве случаев для различения и сопоставления разновозрастных морен не существует достаточно четких литологических критериев. Поэтому, разумеется, успешное стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании одних литологических данных невозможно. Лишь работы комплексного характера могут обеспечить успех изучению этого сложного и исключительно важного вопроса.

ЛИТЕРАТУРА

- Алейников А. А. 1960. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропо-геновых) отложений северо-запада СССР. Изд-во ЛГУ.
- Каяк К. 1959. Геология долины реки Вяйке-Эмайыги. Ученые зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 75. Тр. по геологии Эст. ССР, 1.
- Котлукова И. В. 1961. Четвертичные отложения в древних долинах центральной части Мстинской впадины. В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. Изд-во МГУ.
- Москвитин А. И. 1952. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР на основе новых представлений о стратиграфии четвертичных отложений. В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3. М.
- Орвику К. К. 1956. Стратиграфическая схема антропогеновых (четвертичных) отложений территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1.
- Орвику К. К. 1958a. Антропогеновая система. В кн.: А. Аалоз и др. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Таллин, Ин-т геологии АН ЭССР.
- Орвику К. К. 1958b. Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.
- Раукас А. 1962. Закономерности распределения галек в моренах Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, т. XI, сер. физ.-мат. и техн. наук, № 2.
- Раукас А. 1963. Закономерности распространения руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, т. XII, сер. физ.-мат. и техн. наук, № 2.
- Шик С. М. 1957. О самостоятельности московского оледенения. ДАН СССР, т. 117, № 2.
- Эльтерманн Г. Ю., Раукас А. В. 1963. Некоторые примеры сопоставления макроскопически сходных разновозрастных морен на основе их литологического изучения. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XII.
- Lõokene, E. 1960. Sakala kõrgustiku orgude geoloogias. Eesti Loodus, 2.
- Lõokene, E. 1961. Sakala kõrgustiku põhja- ja keskosas levinud moreenide geoloogia. LUS-i aastaraamat 1960, kd. 53. Tartu.
- Orviku, K. 1935. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. Koguteos «Eesti» VII. Viljandimaa.
- Orviku, K. 1939. Rõngu interglatsiaal — esimene interglatsiaalse vanusega organogeensete setete leid Eestist. Eesti Loodus, 1.
- Orviku, K. 1960a. Antropogeeni ladestu. Rmt.: Ülevaade Eesti aluspõhja ja pinnakatte stratigraafiast. ENSV TA Geoloogia Instituut. Tallinn.
- Orviku, K. 1960b. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis I. Eesti Loodus, 1.
- Raukas, A. 1961a. Märkmel Eesti pleistotseeni stratigraafia ja paleogeograafia kohta moreenide uurimise alusel. VI Eesti looduseuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu.
- Raukas, A. 1961b. Mineraloogilise meetodi kasutamise võimalusest moreenide uurimisel Eestis. ENSV TA Geoloogia Instituudi uurimused VII.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

EESTI NSV ERIVANUSTE MOREENIDE LITOLOOGIA

A. RAUKAS

Resüme

Erivanuste moreenide litoloogilisel iseloomustamisel on aluseks võetud K. Orviku poolt väljatöötatud Eesti pleistotseeni stratigraafiline skeem (Orviku, 1958a jt.). Viimase (valdai) jäätumise piirides on vabariigi territooriumil võimalik täiendavalt välja eraldada stadiaalseid ja ostsillatoorseid setteid ning neid naaberaladega korreleerida (Paykas, 1963). Lasuvuse iseloomu ja litoloogiliste tunnuste põhjal on kohati võimalik eristada ka pinna- (ablatsioon-), sise- ja põhjamoreene.

Rõngu ja Karuküla ümbruse keskpleistotseeni (dnepri, kuid võimalik, et ka Moskva jäätumise) hallivärvuselised moreenid sisaldavad rohkem karbonaatseid kivimeid (tab. 1) ja vähem devoni liivakive ning kristalseid kivimeid kui lasuvad ülepleistotseeni (valdai jäätumise) punakaspruuni värvusega moreenid (Орвику, 19586 jt.). Erinevused kristalsete kivimigrühmade vahel korraldades on tühised (tab. 3). Rõngu lähedal asuvast Raigaste karjäärist leitud keskpleistotseeni moreeni peenliivafraksioonis esineb lasuva valdai jäätumise moreeniga võrreldes (tab. 2) suhteliselt vähe limoniiti ja hematiti ning rohkesti amfiiboole ja karbonaate. Mineraaliterade morfoloogias ja nende sekundaarse muutumise astmes ei ole erivanustes moreenides erinevusi märgata. Võib vaid märkida, et Lõuna-Eesti valdai jäätumise punakaspruunides moreenides on mineraaliterad peaaegu alati kaetud raudhüdrosiidide kelmega, kuid Raigaste keskpleistotseeni vanusega hallis moreenis seda nähtust ei esine.

Jälginud moreenide lasuvussuhteid Kirde-Eestis, oletab K. Kajak keskpleistotseeni (dnepri) jäätumise moreeni esinemist Savala ja Kurtina mattunud orgudes ning Karjamaa, Vasknarva, Tudulinna, Pala ja Kallaste ümbruses. Selgeid litoloogilisi tunnuseid nende moreenide eraldamiseks pole tal aga õnnestunud esile tuua.

E. Löökene (1960, 1961) märgib dnepri jäätumise moreeni võimalikku esinemist Sakala kõrgustikul. Keskpleistotseeni (?) vanusega moreenid Sakala kõrgustiku põhjanõlval sisaldavad lasuvatest valdai jäätumise moreenidest rohkem kristalseid ja vähem karbonaatseid kivimeid (tab. 4). Suhteliselt väike on nende moreenide peeneses ka karbonaatsete mineraalide sisaldus.

Lõuna-Eestis punakaspruuni moreeni all kohati esinev violetthall või pruun moreen (joon. 2) on mõnel juhul keskpleistotseeni vanusega (Saeasaare, Tauga), mõnel juhul (Kamera, Reola) kujutab aga nähtavasti endast viimase jäätumise üht vanemat stadiaalset (daugava staadium) moreeni (Raukas, 1961a). Keskpleistotseeni violetthall moreen erineb ülepleistotseeni violetthallist moreenist tunduvalt suurema tiheduse poolest.

Noorematest punakaspruunidest moreenidest erinevad Lõuna-Eesti violetthallid moreenid suurema karbonaatsete kivimite (tab. 5, 6) ning veeriste (tab. 6) ja kruusa (tab. 7) sisalduse poolest. Mõningaid erinevusi on ka nende moreenide mineraloogilises (Raukas, 1961b) ja keemilises (tab. 8) koostises.

Viimase jäätumise stadiaalsetest moreenidest on eriti ulatuslikult leitud luuga (haanja) ja neeva (pandivere) staadiumi moreenid. Luuga staadiumi moreene iseloomustab Põhja-Eestis hall, Lõuna-Eestis punakaspruun värvus (joon. 3, 4). Sõltuvalt aluspõhja lamavate kivimite iseloomust kõigub nende litoloogiline koostis suurtes piirides.

Neeva staadiumi moreenid esinevad vaid Põhja-Eesti aladel. Neile on harilikult iseloomulik hall põhivärvus, kuid Kirde-Eestis, devoni avamusala läheduses on nad kohati ka punakaspruunid, mistõttu neid on siin vanematest luuga staadiumi moreenidest kerge eraldada (Raukas, 1961b). Neeva staadiumi punakaspruunides moreenides karbonaatsed kivimid kas puuduvad või neid esineb väga vähe (tab. 9), kuna aga luuga staadiumi hallides moreenides esineb karbonaatseid kivimeid alati suurel hulgal. Devoni avamusalast kaugemal on ka neeva staadiumi moreenid halli põhivärvusega ja litoloogiliste tunnuste alusel on neid luuga staadiumi moreenidest raske eraldada.

Daugava (pihkva) staadiumi moreenid Lõuna-Eestis on väga piiratud levikuga. Tavaliselt on nad kaetud nooremate, luuga staadiumi moreeni-

dega, milledest nad erinevad suurema karbonaatsete kivimite ning väiksema devoni liivakivide ja kristalsete kivimite sisalduse poolest.

Palivere staadiumi moreenid levivad Loode-Eesti servamoodustistest põhja pool, peamiselt karbonaatsete kivimite avamusalal. Sõltuvalt aluspõhja kivimite iseloomust on nad hallivärvuselised ning sisaldavad rohkesti karbonaatset materjali. Eriilmeliste moreenide lasumist üksteisel pole palivere staadiumi moreenide levikualadel seni täheldatud.

Litoloogilised erinevused üksteisel lasuvate ostsillatoorsete moreenide vahel on harilikult tühised (tab. 10, 11, 12, 13).

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

THE LITHOLOGY OF SOVIET-ESTONIAN MORAINES OF A DIFFERENT AGE

A. RAUKAS

Summary

As a basis for the lithological characterisation of Estonian moraines of a different age, the stratigraphic scheme of the Estonian Pleistocene (Орвику, 1958a) has been applied. In addition, within the limits of the last (Valdai) glaciation on the territory of the republic, it is possible to define stadial and oscillatory sediments and correlate them with those of the neighbouring areas (Раукас, 1963). According to the character of bedding and their lithological properties, it is in places possible to define surface (ablational), englacial and ground moraines.

The Middle Pleistocene grey moraines of Rõngu and Karuküla, belonging to the Dnepr (possibly to the Moscow) glaciation, contain more carbonate rocks (table 1) and fewer Devonian sandstones and crystalline rocks, than the overlying Upper Pleistocene reddish-brown moraines of the Valdai glaciation (Орвику, 1958b). The differences in the proportion of crystalline rock groups are but inconsiderable (table 3). In the fine-sand fraction of the Middle Pleistocene moraine situated in the Raigaste pit near Rõngu, inconsiderable amounts of limonite and hematite and abundant amphiboles and carbonates were stated, in contrast to the overlying moraine of the Valdai glaciation (table 2). No differences in the morphology of mineral grains and in their secondary changes were observed in different-aged moraines. It can only be pointed out that the mineral grains of the reddish-brown South-Estonian moraines of the Valdai glaciation are nearly always covered with a ferrihydroxite film, which phenomenon has not been observed in the Middle-Pleistocene grey moraine of Raigaste.

On the basis of an observation of bedding relations in Northeast-Estonia, K. Kajak assumes an existence of Middle Pleistocene moraines (of the Dnepr glaciation) in the buried valleys of Savala and Kurtna as well in the surroundings of Karjamaa, Vasknarva, Tudulinna, Pala and Kallaste, though he has not succeeded in finding any definite lithological proofs for sustaining his assumption.

E. Lõokene (1960, 1961) speaks of a possible existence of a moraine of the Dnepr glaciation in the Sakala elevation. The Middle Pleistocene (?) moraines on the northern slope of the Sakala elevation contain more crystalline and fewer carbonate rocks than the overlying

moraines of the Valdai glaciation (table 4). The content of carbonate minerals in the moraine silt of the former is also comparatively low.

The purplish-grey or brown moraine (fig. 2) lying in places under the South-Estonian reddish-brown moraine is in a number of cases of a Middle-Pleistocene age (Saesaare, Tauga) and in some cases (at Kamera, Reola), it seemingly represents one of the older stadial (Dvina) moraine of the last glaciation (Raukas, 1961a). The Middle Pleistocene purplish-grey moraine differs from the Upper Pleistocene purplish-grey moraine by a considerably greater density.

The South-Estonian purplish-grey moraines differ from the younger reddish-brown ones by a greater amount of carbonate rocks (tables 5, 6) and a greater amount of pebbled (table 6) and gravel (table 7) fraction. There are also some differences in the mineralogical (Raukas, 1961 b) and chemical (table 8) composition of the above-mentioned moraines.

Of the stadial moraines of the last glaciation, the most widely distributed ones are those of the Luga (Haanja) and Neva (Pandivere) stages. The moraines of the Luga stage are characterized by grey colouring in North-Estonia, and by reddish-brown — in the south of the republic (figs. 3, 4). Their lithological composition fluctuates within wide limits, depending on the bedrock.

Moraines of the Neva stage occur in North-Estonia only. They are typified by grey colouring, but the moraines of the Neva stage located near the Northeast-Estonian Devonian outcrop area are also of a reddish-brown colouring, for which reason they are easily distinguishable from the older moraines of the Luga stage (Raukas, 1961b). Carbonate rocks are either lacking in the reddish-brown moraines of the Neva stage, or sparsely represented (table 3), whereas in the grey moraines of the Luga stage they always occur in great amounts. At some distance from the Devonian outcrop area, it is more difficult to distinguish the grey-coloured moraines of the Neva stage from those of the Luga stage owing to their colouring and similar lithological properties.

The South-Estonian moraines of the Dvina (Pskov) stage are of a very limited distribution. Generally they are covered by younger moraines of the Luga stage, from which they differ by a greater amount of carbonate rocks as well as by a smaller amount of Devonian sandstones and crystalline rocks (tables 5, 6).

The moraines of the Palivere stage are distributed to the north of the Northwest-Estonian marginal formations mainly in the carbonate outcrop area. Depending on the character of the bedrock, they are grey-coloured and contain abundantly carbonate material. In the sites of distribution of Palivere moraines no occurrence of different-typed moraines overlying each other has been noted, as yet.

The lithological differences in oscillatory moraines overlying each other are generally but inconsiderable (tables 10—13).

НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ МАКРОСКОПИЧЕСКИ СХОДНЫХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МОРЕН НА ОСНОВЕ ИХ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Г. Ю. ЭЛЬТЕРМАНН, А. В. РАУКАС

Распространенные на территории республики залегающие друг на друге разновозрастные морены нередко отличаются уже по внешнему виду. Так, в Южной Эстонии морены среднего плейстоцена отличаются от лежащих на них красно-бурых морен верхнего плейстоцена серым цветом, более плотным строением, отсутствием или небольшим содержанием девонских песчаников и сравнительно высоким содержанием карбонатных пород среди гравия и гальки (Орвику, 1958; Раукас, 1963б и др.). При наличии таких критериев коррелирование отдельных моренных толщ при геологической съемке или решении научных и практических задач обычно не представляет особых трудностей.

Труднее обстоит дело в том случае, если разновозрастные морены в разрезе не обнаруживают ясных макроскопических литологических различий и не разделены отложениями, содержащими органические остатки. Привязка разрезов в таком случае может привести к грубым ошибкам.

Такие похожие по внешнему виду разновозрастные моренные горизонты при бурении часто обнаруживались на южном склоне Северо-Эстонского плато, где коренными породами являются карбонатные отложения силура и ордовика. Как верхняя, так и нижняя морены здесь обогащены обломками местных карбонатных пород и характеризуются серым цветом. Учитывая ряд литологических характеристик, мы приступили к выяснению возможности применения литологического метода исследования при увязке таких макроскопически сходных моренных комплексов. С этой целью было выбрано три участка: два из них располагаются в древней долине, протягивающейся с северо-востока, от впадины озера Пейпси южнее города Муствээ, на юго-запад, третий — в пределах Саадъярвского друмлинового поля близ Куремаа (см. рис. 1). Весь керновый материал был предоставлен для изучения начальником Раквереской геологосъемочной партии Управления геологии и охраны недр при СМ ЭССР В. Кырвелом, которому авторы приносят искреннюю благодарность.

Четвертичные отложения на первом участке, находящемся к югу от г. Муствээ, между деревнями Рая и Тихеда (рис. 1, I), пройдены скважинами 24, 25 и 26 и на втором участке, расположенном в 4 км к северо-западу от озера Кайу, близ Наутразе и Алнавере, — скважинами

71, 72 и 73 (рис. 1, II). Оба участка находятся в пределах пологой погребенной долины, протягивающейся с северо-востока на юго-запад не менее чем на 15 км. Ширина долины колеблется в пределах 3—4 км, глубина ее близ Рая и Тихеда 20—25 м (примерно на 13 м ниже ур. м.) и близ Наутразе и Алнавере — 55—60 м (примерно на 27 м ниже ур. м.). В современном рельефе погребенная долина морфологически не выражена.

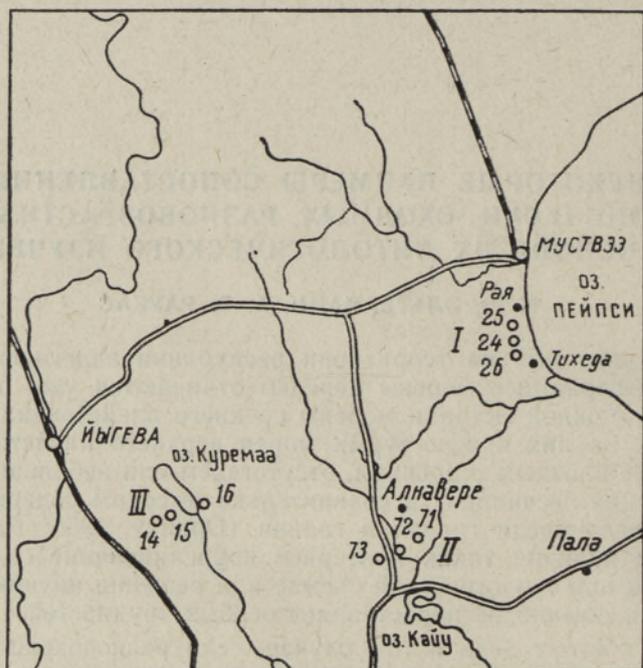


Рис. 1. Месторасположения изученных участков.

Третий участок находится недалеко от озера Куремаа (рис. 1, III). В пределах этого участка заложены скв. 14, 15 и 16, которыми пройдены четвертичные отложения Куремааского друмлина мощностью 34—55 м.

В погребенной долине близ Рая и Тихеда (рис. 2) под почвенным покровом, до глубины около 5 м, вскрыты мелкозернистые желтовато-серые озерные пески. В скв. 24 и 26 они подстилаются слоем алевроитовых глин серого цвета мощностью 1,4—5 м, вероятно озерно-ледникового происхождения. Под песками и глинами вскрыт слой суглинистой серой морены, богатой обломками карбонатных пород, мощность которой составляет 7,5—25 м. Под ней в скв. 25 и 26 залегает 3—8-метровый слой фиолетово-серой суглинистой морены, содержащей в большом количестве девонский материал. В скв. 24 фиолетово-серая морена отсутствует. Она, очевидно, была эродирована вновь наступающим ледником. Фиолетово-серая морена в скв. 25 подстилается серой карбонатной суглинистой мореной (мощность 10—15 м), макроскопически весьма схожей с верхней мореной. В нижней части серая морена в основном более мелкозерниста (алевроитовая) и бедна галькой и гравием. В скв. 25 между нижней мореной и карбонатным основанием силурийского возраста встречаются еще серые алевроиты и глины озерно-ледникового

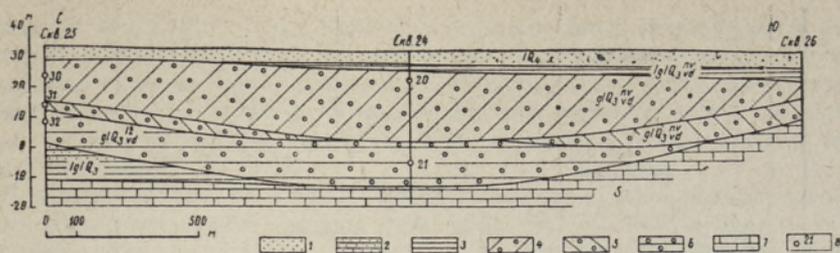


Рис. 2. Геологический профиль погребенной долины близ Рая и Тихеда.
 1 — озерные пески; 2 — озерно-ледниковые алевриты; 3 — озерно-ледниковые глинны;
 4 — серая морена невской стадии; 5 — фиолетово-серая морена невской стадии;
 6 — серая морена лужской стадии; 7 — карбонатные породы силура; 8 — место
 взятия пробы и ее номер.

происхождения, мощностью 11,5 м. В скв. 26 нижняя серая морена отсутствует, и под фиолетово-серой мореной вскрыты коренные породы.

По своему гранулометрическому составу нижняя и верхняя серые морены мало отличаются друг от друга (см. рис. 5 и 6; табл. 1). Исключение составляет лишь средняя фиолетово-серая морена, содержащая меньше песчаных и больше глинисто-алевритовых частиц, чем серые морены.

Таблица 1

Некоторые показатели гранулометрического состава
 (< 10 мм) изученных морен

№ образца	Участок	Средний размер зерен M_d , мм	Коэффициент сортировки S_0	Коэффициент асимметрии S_k
20	I	0,07	6,20	0,39
21		0,08	4,28	0,41
30		0,092	5,16	0,45
31		0,027	8,66	0,41
32		0,08	5,59	0,31
4	II	0,09	4,47	0,56
5		0,07	3,53	0,37
8		0,12	2,83	0,70
9		0,13	3,00	1,06
10		0,12	2,64	1,22
12		0,021	6,00	0,51
22	III	0,12	6,20	1,81
23		0,20	3,00	0,45
25		0,07	5,97	0,36
26		0,20	11,69	0,10
27		0,15	6,13	0,43
28		0,35	14,16	0,16
29		0,13	9,35	0,08

В содержании различных групп пород в гравийной фракции морен также наблюдаются определенные закономерности (табл. 2). Бросаются в глаза исключительно большие различия в литологическом составе средней фиолетово-серой морены, обогащенной девонскими породами. Несомненно, этим обусловлен и фиолетовый (бурый) оттенок ее. Менее значительными, но все же уловимыми являются различия между верхней и нижней моренами. Нижняя морена обычно содержит больше

Соотношение различных групп пород в разновозрастных моренах I участка

Изученные морены	Размерная фракция, мм	Скв. 24						Скв. 25					
		№ образца	Количество зерен	Содержание, %			№ образца	Количество зерен	Содержание, %			Остаточных пород	
				Кристаллических пород	Доломитов	Известняков			Остаточных пород	Кристаллических пород	Доломитов		Известняков
Верхняя серая	10—5	20	135	28,1	16,4	55,5	—	30	71	39,5	18,3	42,2	—
	5—3		113	38,9	10,6	50,5	—		152	44,0	10,5	44,8	—
	3—2		147	42,9	12,9	42,2	2,0		202	55,0	16,3	27,7	1,0
	2—1		237	51,9	10,5	36,7	0,9		245	67,0	8,1	23,7	1,2
Средняя фиолетово-серая	10—5		—	—	—	—	—	31	163	11,1	33,7	16,5	30,1
	5—3		—	—	—	—	—		132	18,2	24,2	12,9	37,1
	3—2		—	—	—	—	—		142	25,3	22,5	11,3	34,6
	2—1		—	—	—	—	—		165	27,3	12,1	12,7	45,5
Нижняя серая	10—5	21	46	21,8	23,9	54,3	—	32	45	48,8	—	51,2	—
	5—3		115	43,5	17,4	39,1	—		97	51,5	7,2	38,2	3,1
	3—2		184	54,4	11,4	34,2	—		119	61,4	6,7	30,2	1,7
	2—1		264	60,3	15,5	24,2	—		283	82,0	1,1	15,9	1,0

обломков кристаллических пород и соответственно меньше карбонатных пород. В соотношении доломитов и известняков, в зависимости от неравномерного влияния подстилающих коренных пород, закономерности проявляются менее отчетливо. В частности, это наблюдается у нижней морены, у которой данное соотношение в изученных скважинах не является постоянным.

Влияние девонских пород проявляется и в минералогическом составе фиолетово-серой морены (см. табл. 5). По сравнению с выше- и нижележащими серыми моренами в ней содержится больше типичных для девонских пород минералов, таких, как слюды и хлориты, красноцветные рудные минералы, минералы групп циркона и турмалина. В то же время уменьшается содержание кальцита, пирита, амфиболов и пироксенов, которые в девонских породах встречаются в небольшом количестве (Вийдинг, 1962).

Верхняя и нижняя серые морены по минералогическому составу отличаются незначительно. Наблюдаемые различия обычно не выходят за пределы естественных колебаний, присущих плохо сортированным моренным отложениям. Наиболее уверенно можно говорить о более высоком содержании карбонатов и пирита в верхней и магнетита и ильменита — в нижней морене. В верхней морене отмечается и более высокое весовое содержание тяжелой фракции. В содержании основных минералов тяжелой фракции, граната и амфиболов определенной закономерности не наблюдается. Также и в отношении содержания апатита и группы метаморфических минералов (ставролит и др.) нельзя прийти к окончательному заключению, хотя по содержанию их, как показывают выполненные анализы, разновозрастные серые морены и отличаются.

Погребенная долина близ Наутразе и Алнавере пробурена вкрест ее простираения. Самая крайняя на северо-востоке этого участка скважина (скв. 71) заложена на южном краю камовой и моренно-холмистой дуги Алнавере—Кайу—Сельгузе—Пала. Верхние 30 м профиля сложены здесь озерно-ледниковыми глинами и алевритами, реже песками, которые местами имеют ленточное строение (рис. 3). Под ними лежат два слоя серой суглинистой морены, разделенные средне- и крупнозернистыми песками мощностью до 22,5 м. Нижняя морена, непосредственно залегающая на коренных породах силура, богаче карбонатным материалом. В скв. 72, пробуренной на озерно-ледниковой равнине, песчано-глинистые озерно-ледниковые отложения имеют мощность лишь 15 м. Пески между двумя моренами здесь отсутствуют. Нижняя морена, как и в скв. 71, залегает на коренных породах силура и является более карбонатной.

Скважина 73, располагающаяся в дистальной части Роэлаского друмлина, имеет более сложное строение. Озерно-ледниковые отложения здесь, естественно, отсутствуют. Аналогично скв. 71 и здесь два моренных слоя разделены слоем песка мощностью 8 м. В верхней части нижней морены наблюдается слой серой алевритовой глины мощностью 3,7 м с нарушенной и смятой текстурой. Нижняя морена залегает здесь уже на девонских песчаниках.

По гранулометрическому составу верхняя морена во всех изученных скважинах весьма однородна (см. рис. 6) и резко отличается от нижней морены более высоким содержанием песчаной фракции и более низким содержанием алевритовой и пелитовой фракций. Различия наблюдаются также в коэффициентах, характеризующих гранулометрический состав этих морен (см. табл. 1). Однородность верхней морены подчеркивается также содержанием различных групп пород (табл. 3), в меньшей

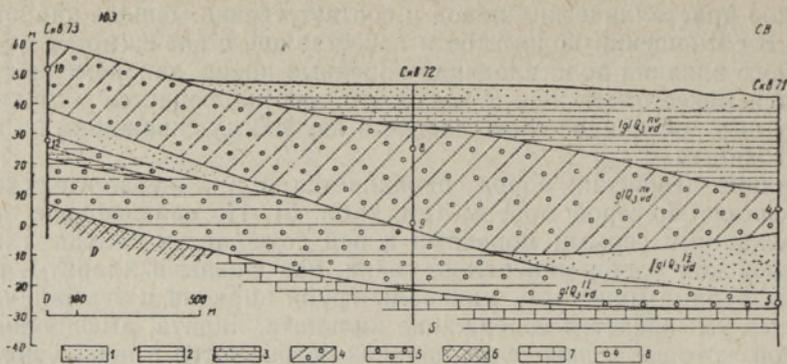


Рис. 3. Геологический профиль погребенной долины близ Наутризе и Алнавере.

1 — озерно-ледниковые пески; 2 — озерно-ледниковые глины; 3 — озерно-ледниковые алевриты; 4 — серая морена невской стадии; 5 — серая морена лужской стадии; 6 — девонские песчаники; 7 — карбонатные породы силура; 8 — место взятия пробы и ее номер.

мере — минералов (см. табл. 5). Как правило, в верхней морене содержится больше обломков кристаллических пород. По сравнению с нижней мореной в ней среди карбонатных пород доломиты имеют гораздо меньшее значение. В нижней морене, в отличие от верхней, в значительном количестве присутствуют выветрелые обломки диктионемового и горячего сланцев.

Различия в минералогическом составе морен выявляются менее четко. Все же можно указать на более значительное содержание в нижней морене кальцита, амфиболов и минералов группы циркона и на меньшее количество кварца, полевых шпатов и граната.

Скважины третьего участка заложены в районе Куремааского друмлина, который относится к Саадъярвскому друмлиновому полю. Направление Куремааского друмлина (по аз. 135°) совпадает с преобладающим направлением друмлинов в этом районе. Сква. 14 расположена на юго-западном склоне друмлина, сква. 15 — на вершине его и сква. 16 — в междрумлинной впадине к северо-востоку от озера Куремаа. Во всех пробуренных скважинах установлены два моренных горизонта серого цвета (рис. 4). В сква. 16 они разделены почти двадцатиметровым слоем средне- или разнозернистого песка. Мощность верхней морены весьма изменчива и колеблется в пределах от 2 до 39,5 м, у нижней морены она довольно постоянна — 12,3—14,7 м. Нижняя мо-

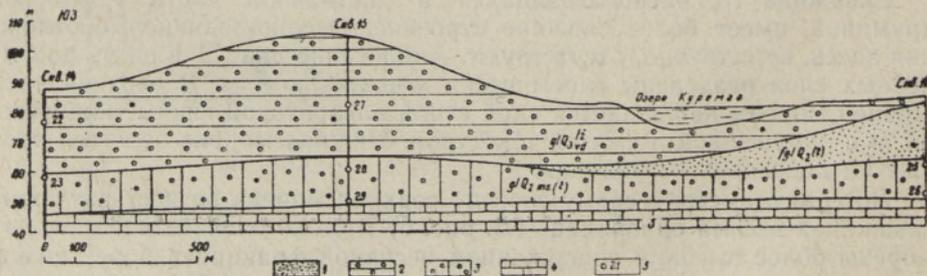
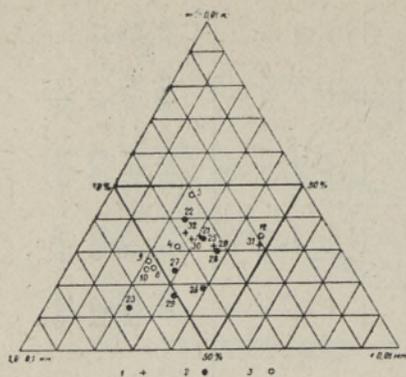


Рис. 4. Геологический профиль друмлина Куремаа.

1 — флювиогляциальные пески; 2 — серая морена лужской стадии; 3 — серая сцементированная морена среднего плейстоцена (?); 4 — карбонатные породы силура; 5 — место взятия пробы и ее номер.

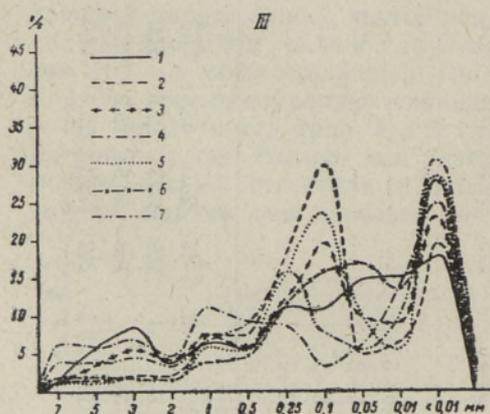
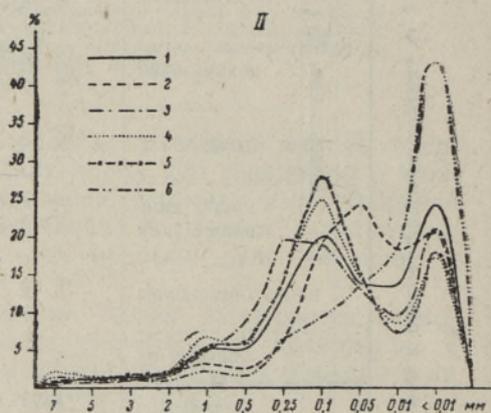
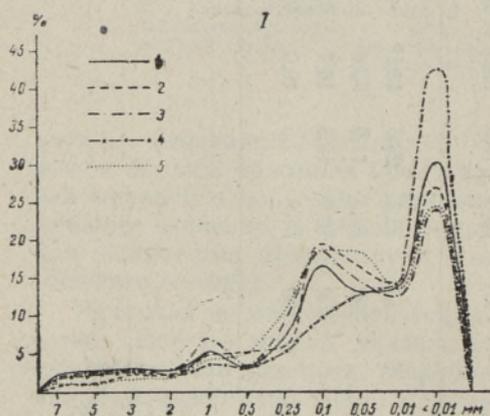
Соотношение различных групп пород в разновозрастных моренах II участка

Изученные морены	Размерная фракция, мм	Скв. 71						Скв. 72				Скв. 73							
		№ образца	Количество зерен	Содержание, %				№ образца	Количество зерен	Содержание, %			№ образца	Количество зерен	Содержание, %				
				кристаллических пород	ломитов	известняков	левонских пород			остальных	кристаллических пород	ломитов			известняков	остальных	кристаллических пород	ломитов	известняков
Верхняя серая	10—5	4	48	37,5	14,5	48,0	—	8	28	46,4	14,3	35,7	3,6	10	45	49,0	8,9	42,1	—
	5—3		113	41,6	13,2	42,5	2,7	95	59,4	12,7	24,4	3,5		215	47,5	14,4	38,1	—	
	3—2		142	59,8	7,8	29,6	2,8	115	64,3	6,9	24,3	4,5		195	64,1	10,8	25,1	—	
	2—1		273	72,2	7,3	17,2	3,3	304	80,0	3,3	12,5	4,2		305	88,5	4,3	6,9	0,3	
Верхняя серая (нижняя часть)	10—5		—	—	—	—	—	9	51	33,4	23,5	43,1	—		—	—	—	—	—
	5—3		—	—	—	—	—	92	55,5	11,9	32,6	—		—	—	—	—	—	—
	3—2		—	—	—	—	—	152	70,4	12,5	16,4	0,7		—	—	—	—	—	—
	2—1		—	—	—	—	—	160	81,8	7,6	10,0	0,6		—	—	—	—	—	—
Нижняя серая	10—5	5	48	25,0	33,4	37,5	4,1		—	—	—	—	12	99	27,3	21,2	46,5	5,0	
	5—3		150	38,8	22,6	34,0	1,3	3,3	—	—	—	—		158	41,6	16,5	38,5	3,4	
	3—2		168	56,5	15,5	27,4	0,6	—	—	—	—	—		156	44,3	15,2	31,4	9,1	
	2—1		242	65,3	15,7	18,6	0,4	—	—	—	—	—		306	61,0	10,2	21,8	7,0	



рена характеризуется более светлой окраской и наличием карбонатного цемента. Особенно сильно сцементированы низы нижней морены, имеющие к тому же локально-моренный характер. Нижняя морена во всех скважинах подстилается силурийскими карбонатными породами.

Рис. 5. Трехмерная диаграмма гранулометрического состава мелкозема изученных морен. 1 — морены первого участка; 2 — морены второго участка; 3 — морены третьего участка.



Вследствие неравномерного распределения цемента гранулометрический состав нижней морены очень изменчивый. Как показали анализы (рис. 5, 6 и табл. 1), то же самое можно сказать и относительно верхней морены. Каких-либо конкретных критериев для различения обеих морен на основе их гранулометрического состава мы не имеем. Из-за присутствия аутигенных

Рис. 6. Кривые распределения гранулометрического состава изученных морен. I участок. Сква. 24: 1 — верхняя морена, обр. 20; 2 — нижняя морена, обр. 21. Сква. 25: 3 — верхняя морена, обр. 30; 4 — средняя морена, обр. 31; 5 — нижняя морена, обр. 32. II участок. Сква. 71: 1 — верхняя морена, обр. 4; 2 — нижняя морена, обр. 5. Сква. 72: 3 — верхняя часть верхней морены, обр. 8; 4 — нижняя часть верхней морены, обр. 9. Сква. 73: 5 — верхняя морена, обр. 10; 6 — нижняя морена, обр. 12. III участок. Сква. 14: 1 — верхняя морена, обр. 22; 2 — нижняя морена, обр. 23. Сква. 15: 3 — верхняя морена, обр. 27; 4 — верхняя часть нижней морены, обр. 28; 5 — нижняя часть нижней морены, обр. 29. Сква. 16: 6 — верхняя часть нижней морены, обр. 25; 7 — нижняя часть нижней морены, обр. 26.

карбонатов и неравномерного захвата ледником местных карбонатных пород нельзя установить и определенной закономерности в содержании различных групп пород (табл. 4) и минералов (табл. 5) в моренах. Оба моренных горизонта имеют весьма пестрый литологический состав, вследствие чего корреляция их на основе литологических данных оказывается невозможной.

Учитывая условия залегания моренных горизонтов и результаты проведенных анализов, можно сделать некоторые, хотя и предварительные выводы стратиграфического характера.

Скважины второго участка расположены в пределах дуги краевых образований Алнавере—Кайу—Сельгузе—Пала, сложенной в основном камами и моренными холмами, среди которых встречаются формы и отложения напора. По всей вероятности, дуга отмечает максимальное распространение ледника невской стадии в данном районе. В связи с этим верхнюю морену в скв. 71, 72 и 73 следует отнести к невской стадии последнего оледенения (по Алейникову, 1960 и др.). Для определения стратиграфического положения нижней морены у нас не имеется достаточно веских данных. Вероятно, образование ее связано с лужской стадией того же оледенения.

В первом участке, находящемся к северо-востоку от второго, были обнаружены три моренных горизонта с четко выраженными литологическими различиями, указывающими вместе с тем и на различные пути движения ледника при образовании этих морен. Обогащение девонским материалом средней фиолетово-серой морены указывает, что движение ледника происходило с северо-востока, через выходы девона вдоль впадины Пейпсиского озера. Такое направление движения ледника характерно в Северо-Восточной Эстонии для невской стадии последнего оледенения (Раукас, 1963а и др.). С невской стадией, только с одной более поздней осцилляцией ее, имеющей более северное направление движения, мы связываем и поверхностную серую морену, в которой девонский материал отсутствует. Образование серой морены, подстилающей фиолетово-серую морену, связано, вероятно, и в этом участке с лужской стадией последнего оледенения.

Третий участок находится к западу и юго-западу от краевых образований Алнавере—Кайу—Сельгузе—Пала. Ледники невской стадии в этот район уже не проникали. Поверхностная серая морена здесь, как и в пределах всего друмлинового поля, относится к лужской стадии последнего оледенения, для которой характерно юго-восточное направление движения ледника (Раукас, 1963а и др.). Нижняя серая морена относится здесь или к двинской стадии (по Алейникову, 1960 и др.) последнего оледенения, или к среднему плейстоцену. Учитывая большую плотность и сильную цементацию нижней морены, более правдоподобным является, вероятно, второе предположение.

В итоге всего изложенного можно прийти к следующим выводам методического характера.

1. Если залегающие друг на друге моренные горизонты имеют четкие литологические корреляты, то обычно они отличаются также и по своим макроскопическим признакам. Различия в гранулометрии, минералогии и в соотношении разных групп пород у макроскопически сходных морен являются незначительными и имеют узкорегionalный характер.

2. Литологический состав морен может быть весьма изменчивым даже в пределах одного разреза или небольшого района. Соотношения групп пород или минералов в моренах отражают не только пройденный путь ледника, но и динамику его движения, обуславливающую нерав-

Соотношение различных групп пород в разновозрастных моренах III участка

Изученные морены	Размерная фракция, мм	Скв. 14					Скв. 15					Скв. 16													
		№ образца	Количество зерен	Содержание, %			№ образца	Количество зерен	Содержание, %			№ образца	Количество зерен	Содержание, %											
				кристаллических пород	ломитов	известняков			остаточных	кристаллических пород	ломитов			известняков	остаточных	кристаллических пород	ломитов	известняков	остаточных						
Верхняя серая	10—5	22	95	38,9	15,8	45,3	—	27	52	19,2	13,4	67,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	5—3	135	43,0	11,1	45,9	—	34	34	26,2	16,7	57,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3—2	163	42,3	17,2	40,5	—	111	111	31,6	21,6	46,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	2—1	400	71,3	7,0	21,7	—	215	215	64,6	9,8	25,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нижняя серая (верхняя часть)	10—5	23	38	20,6	—	76,5	2,9	28	92	19,6	4,3	74,0	2,1	25	49	24,5	18,3	57,2	—	—	—	—	—	—	—
	5—3	78	40,0	4,3	53,1	2,6	100	100	10,0	2,0	87,0	1,0	154	154	23,4	26,6	48,0	2,0	—	—	—	—	—	—	—
	3—2	112	39,6	6,6	50,0	3,8	161	161	43,4	2,7	51,3	2,6	188	188	30,3	27,7	42,0	—	—	—	—	—	—	—	—
	2—1	263	70,5	3,4	23,9	2,2	303	303	59,0	1,0	37,7	2,3	269	269	58,4	18,9	21,6	1,1	—	—	—	—	—	—	—
Нижняя серая (нижняя часть)	10—5	—	—	—	—	—	—	29	26	19,2	15,5	61,5	3,8	125	125	25,6	8,0	66,4	—	—	—	—	—	—	—
	5—3	—	—	—	—	—	—	106	106	23,6	3,8	67,9	4,7	26	90	20,0	2,1	77,9	—	—	—	—	—	—	—
	3—2	—	—	—	—	—	—	136	136	41,9	8,1	46,4	3,6	112	112	21,4	2,7	75,0	0,9	—	—	—	—	—	—
	2—1	—	—	—	—	—	—	239	239	73,7	5,0	21,3	—	324	324	55,0	2,5	40,7	1,8	—	—	—	—	—	—

Минералогический состав крупноалевритовой (0,1—0,05 мм) фракции изученных морен, %

Минералы	I участок										II участок										III участок																																							
	Номер образца										Номер образца										Номер образца																																							
	20	21	30	31	32	4	5	8	9	10	12	22	23	25	26	27	28	29	20	21	30	31	32	4	5	8	9	10	12	22	23	25	26	27	28	29																								
	Легкая фракция (удельный вес < 2,89)																																																											
Кварц	40,5	56,3	49,5	50,2	51,0	64,4	50,0	51,6	52,7	52,5	47,7	37,1	46,9	39,1	19,8	36,2	48,2	40,5	56,3	49,5	50,2	51,0	64,4	50,0	51,6	52,7	52,5	47,7	37,1	46,9	39,1	19,8	36,2	48,2	40,5	56,3	49,5	50,2	51,0	64,4	50,0	51,6	52,7	52,5	47,7	37,1	46,9	39,1	19,8	36,2	48,2									
Полевые шпаты	33,0	25,0	23,0	29,5	24,7	25,3	22,0	31,7	27,7	24,4	23,6	21,1	25,7	24,3	16,6	18,1	22,8	33,0	25,0	23,0	29,5	24,7	25,3	22,0	31,7	27,7	24,4	23,6	21,1	25,7	24,3	16,6	18,1	22,8	33,0	25,0	23,0	29,5	24,7	25,3	22,0	31,7	27,7	24,4	23,6	21,1	25,7	24,3	16,6	18,1	22,8									
Карбонаты	24,3	17,4	26,7	13,8	21,5	7,3	27,6	15,5	18,0	21,9	28,3	41,3	26,2	35,8	60,4	44,8	27,4	24,3	17,4	26,7	13,8	21,5	7,3	27,6	15,5	18,0	21,9	28,3	41,3	26,2	35,8	60,4	44,8	27,4	24,3	17,4	26,7	13,8	21,5	7,3	27,6	15,5	18,0	21,9	28,3	41,3	26,2	35,8	60,4	44,8	27,4									
Слюда, хлориты	1,8	0,4	0,8	5,6	2,8	2,5	0,4	0,4	1,2	1,2	0,4	0,5	0,8	0,8	2,3	0,9	0,8	1,8	0,4	0,8	5,6	2,8	2,5	0,4	0,4	1,2	1,2	0,4	0,5	0,8	2,3	0,9	0,8	2,3	0,9	0,8	1,8	0,4	0,8	5,6	2,8	2,5	0,4	0,4	1,2	1,2	0,4	0,5	0,8	0,8	2,3	0,9	0,8	2,3	0,9	0,8				
Остальные	0,4	0,9	—	0,9	—	0,5	—	0,8	0,4	—	—	—	0,4	—	0,9	—	0,8	0,4	0,9	—	0,9	—	0,5	—	0,8	0,4	—	0,9	—	0,8	—	0,9	—	0,8	—	0,9	—	0,8	0,4	0,9	—	0,9	—	0,5	—	0,8	0,4	—	—	—	0,4	—	0,9	—	0,8	—	0,9	—	0,8	
	Тяжелая фракция (удельный вес > 2,89)																																																											
Магнетит, ильменит	14,7	19,9	8,0	18,5	14,5	7,6	10,4	8,8	14,5	20,7	14,7	14,8	22,2	7,6	10,0	13,4	15,8	14,7	19,9	8,0	18,5	14,5	7,6	10,4	8,8	14,5	20,7	14,7	14,8	22,2	7,6	10,0	13,4	15,8	14,7	19,9	8,0	18,5	14,5	7,6	10,4	8,8	14,5	20,7	14,7	14,8	22,2	7,6	10,0	13,4	15,8									
Гематит, лимонит	1,0	1,4	1,7	2,1	0,5	0,8	0,9	0,3	0,3	0,4	1,7	1,0	0,5	3,4	1,2	0,5	0,6	1,0	1,4	1,7	2,1	0,5	0,8	0,9	0,3	0,3	0,4	1,7	1,0	0,5	3,4	1,2	0,5	0,6	1,0	1,4	1,7	2,1	0,5	0,8	0,9	0,3	0,3	0,4	1,7	1,0	0,5	3,4	1,2	0,5	0,6									
Пирит	6,3	3,8	4,3	0,5	2,9	4,6	4,0	0,5	2,8	2,0	2,0	9,3	2,1	2,8	7,1	6,6	7,9	6,3	3,8	4,3	0,5	2,9	4,6	4,0	0,5	2,8	2,0	2,0	9,3	2,1	2,8	7,1	6,6	7,9	6,3	3,8	4,3	0,5	2,9	4,6	4,0	0,5	2,8	2,0	2,0	9,3	2,1	2,8	7,1	6,6	7,9									
Лейкоксен	—	0,2	1,3	0,3	0,2	0,8	0,4	0,3	0,3	—	1,7	0,2	0,5	1,1	0,2	1,1	1,2	0,4	—	0,2	1,3	0,3	0,2	0,8	0,4	0,3	0,3	—	1,7	0,2	0,5	1,1	0,2	1,1	1,2	0,4	—	0,2	1,3	0,3	0,2	0,8	0,4	0,3	0,3	—	1,7	0,2	0,5	1,1	0,2	1,1	1,2	0,4						
Гранат	23,3	27,4	24,6	22,1	16,6	22,5	24,0	31,9	33,5	30,6	22,5	18,6	26,5	18,8	11,2	13,7	22,4	23,3	27,4	24,6	22,1	16,6	22,5	24,0	31,9	33,5	30,6	22,5	18,6	26,5	18,8	11,2	13,7	22,4	23,3	27,4	24,6	22,1	16,6	22,5	24,0	31,9	33,5	30,6	22,5	18,6	26,5	18,8	11,2	13,7	22,4									
Амфиболы	30,6	27,6	34,3	28,9	43,3	32,5	35,3	31,7	30,0	22,8	35,8	35,8	35,4	36,6	33,9	42,6	28,5	31,9	30,6	27,6	34,3	28,9	43,3	32,5	35,3	31,7	30,0	22,8	35,8	35,8	35,4	36,6	33,9	42,6	28,5	31,9	30,6	27,6	34,3	28,9	43,3	32,5	35,3	31,7	30,0	22,8	35,8	35,8	35,4	36,6	33,9	42,6	28,5	31,9						
Пироксены	4,1	2,3	4,3	3,6	5,3	12,6	5,6	7,0	5,7	4,8	4,6	6,0	2,7	5,0	4,5	3,5	4,6	4,1	2,3	4,3	3,6	5,3	12,6	5,6	7,0	5,7	4,8	4,6	6,0	2,7	5,0	4,5	3,5	4,6	4,1	2,3	4,3	3,6	5,3	12,6	5,6	7,0	5,7	4,8	4,6	6,0	2,7	5,0	4,5	3,5	4,6									
Карбонаты	7,6	5,4	8,3	9,9	4,0	0,8	6,7	8,1	3,1	5,1	4,6	6,0	1,3	4,8	5,6	2,5	3,4	2,9	7,6	5,4	8,3	9,9	4,0	0,8	6,7	8,1	3,1	5,1	4,6	6,0	1,3	4,8	5,6	2,5	3,4	2,9	7,6	5,4	8,3	9,9	4,0	0,8	6,7	8,1	3,1	5,1	4,6	6,0	1,3	4,8	5,6	2,5	3,4	2,9						
Слюда, хлориты	1,7	0,7	0,7	2,1	0,4	1,2	1,1	1,3	0,3	1,4	0,9	2,0	1,8	1,1	13,2	2,8	4,6	0,8	1,7	0,7	0,7	2,1	0,4	1,2	1,1	1,3	0,3	1,4	0,9	2,0	1,8	1,1	13,2	2,8	4,6	0,8	1,7	0,7	0,7	2,1	0,4	1,2	1,1	1,3	0,3	1,4	0,9	2,0	1,8	1,1	13,2	2,8	4,6	0,8						
Циркон, монацит, ксенотим	3,3	4,2	3,1	4,1	3,2	1,9	4,3	1,9	3,1	2,7	3,8	2,0	3,0	2,2	2,4	4,4	2,8	3,9	3,3	4,2	3,1	4,1	3,2	1,9	4,3	1,9	3,1	2,7	3,8	2,0	3,0	2,2	2,4	4,4	2,8	3,9	3,3	4,2	3,1	4,1	3,2	1,9	4,3	1,9	3,1	2,7	3,8	2,0	3,0	2,2	2,4	4,4	2,8	3,9						
Турмалин	0,2	0,2	0,3	1,0	0,8	0,4	0,2	0,2	—	1,1	0,8	—	—	0,3	1,0	0,5	—	—	0,2	0,2	0,3	1,0	0,8	0,4	0,2	0,2	—	1,1	0,8	—	—	0,3	1,0	0,5	—	—	—	—	—	0,2	0,2	0,3	1,0	0,8	0,4	0,2	0,2	—	1,1	0,8	—	—	0,3	1,0	0,5	—	—	—	—	—
Эпидот, цонзит, клинозоизит	2,4	2,6	2,3	2,4	2,1	3,1	2,5	2,2	3,0	2,2	2,0	1,2	1,7	5,8	0,7	2,8	2,0	1,9	2,4	2,6	2,3	2,4	2,1	3,1	2,5	2,2	3,0	2,2	2,0	1,2	1,7	5,8	0,7	2,8	2,0	1,9	2,4	2,6	2,3	2,4	2,1	3,1	2,5	2,2	3,0	2,2	2,0	1,2	1,7	5,8	0,7	2,8	2,0	1,9						
Рутил, титанит, брукит, анатаз	1,5	1,1	0,3	0,6	1,5	1,9	1,1	1,4	0,3	1,1	0,8	0,5	0,8	1,1	1,7	0,8	0,9	1,9	1,5	1,1	0,3	0,6	1,5	1,9	1,1	1,4	0,3	1,1	0,8	0,5	0,8	1,1	1,7	0,8	0,9	1,9	1,5	1,1	0,3	0,6	1,5	1,9	1,1	1,4	0,3	1,1	0,8	0,5	0,8	1,1	1,7	0,8	0,9	1,9						
Ставролит, андалузит, дистен, сидлиманит	1,5	0,9	2,9	1,8	1,6	3,9	0,4	1,4	1,5	2,2	2,3	1,2	0,9	3,7	1,5	1,3	1,6	1,5	0,9	2,9	1,8	1,6	3,9	0,4	1,4	1,5	2,2	2,3	1,2	0,9	3,7	1,5	1,3	1,6	1,5	0,9	2,9	1,8	1,6	3,9	0,4	1,4	1,5	2,2	2,3	1,2	0,9	3,7	1,5	1,3	1,6									
Апатит	0,5	1,2	0,7	1,0	1,6	1,5	0,7	1,9	0,6	0,7	0,6	—	0,3	3,9	1,0	1,1	1,2	1,7	0,5	1,2	0,7	1,0	1,6	1,5	0,7	1,9	0,6	0,7	0,6	—	0,3	3,9	1,0	1,1	1,2	1,7	0,5	1,2	0,7	1,0	1,6	1,5	0,7	1,9	0,6	0,7	0,6	—	0,3	3,9	1,0	1,1	1,2	1,7						
Остальные	1,3	1,1	2,9	1,1	1,5	3,9	2,4	1,3	1,0	2,2	1,2	1,4	0,3	1,8	4,8	2,4	3,7	1,6	1,3	1,1	2,9	1,1	1,5	3,9	2,4	1,3	1,0	2,2	1,2	1,4	0,3	1,8	4,8	2,4	3,7	1,6	1,3	1,1	2,9	1,1	1,5	3,9	2,4	1,3	1,0	2,2	1,2	1,4	0,3	1,8	4,8	2,4	3,7	1,6						
Весовое содержание тяжелой фракции, %	7,5	2,8	7,3	5,1	6,1	3,5	3,7	4,9	2,8	1,4	5,4	4,8	5,5	4,2	2,7	4,3	3,7	7,5	2,8	7,3	5,1	6,1	3,5	3,7	4,9	2,8	1,4	5,4	4,8	5,5	4,2	2,7	4,3	3,7	3,7	7,5	2,8	7,3	5,1	6,1	3,5	3,7	4,9	2,8	1,4	5,4	4,8	5,5	4,2	2,7	4,3	3,7	3,7							

номерный захват местных коренных пород. Поэтому при стратиграфических построениях, кроме выявления различий в соотношениях групп пород или минералов, всегда следует обращать внимание также на присутствие так называемых руководящих пород или минералов, указывающих на питающие районы и тем самым на направление движения ледника. Так как в движении материкового льда во время различных оледенений или отдельных этапов одного и того же оледенения на территории республики отмечаются определенные различия (Раукас, 1963а), то это может послужить основой для стратиграфических и палеогеографических выводов.

Наблюдения над вторичными изменениями слагающих морены обломков пород и минералов и их морфологическими особенностями до сих пор не дали достаточно убедительных данных для решения вопросов статиграфии плейстоцена Эстонии. В течение довольно короткого промежутка времени, истекшего с начала плейстоцена, или на протяжении отдельных этапов его, в моренах, исключая поверхностные части их, не успели совершиться заметные вторичные изменения. Помимо того, необходимо учесть, что в морену при ее образовании попадали минеральные зерна и обломки пород, которые уже до этого находились в различных стадиях вторичного изменения.

4. Литологические методы исследования ни в коем случае не заменяют полевых наблюдений и являются лишь составной частью общегеологических исследований. Литологические анализы для решения стратиграфических и палеогеографических задач следует выполнять лишь по конкретно продуманному плану для доказательства того или иного предположения исследователя, возникшего после изучения геоморфологии и детального описания разрезов. Большое число дорогостоящих литологических анализов не может помочь решению поставленных задач, если эти анализы выполнены из недостаточно хорошо описанного разреза или если образцы взяты из скважин с незначительным выходом керна. Мы считаем, что при геологической съемке территории республики следует уделять больше внимания качеству буровых работ, а для снижения себестоимости съемочных работ можно значительно сократить количество литологических анализов, выполняя последние лишь для решения определенных задач. Необходимо, чтобы литологические исследования всех видов проводились по единой методике.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

ЛИТЕРАТУРА

- Алейников А. А. 1960. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений северо-запада СССР. Изд-во ЛГУ.
- Вийдинг Х. А. 1962. Некоторые данные о минералогическом составе песчаников среднего девона Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
- Орвику К. К. 1958. Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.
- Раукас А. В. 1963а. Закономерности распространения руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, сер. физ.-мат. и техн. наук, № 2.
- Раукас А. В. 1963б. Литология разновозрастных морен Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XII.

MÕNED NÄITED MAKROSKOOPILISELT SARNASTE ERIVANUSTE MOREENIDE VÖRDLEMISEST LITOOLOGILISTE UURIMISMEETODITEGA

G. ELTERMANN, A. RAUKAS

Resümee

Põhja-Eesti platoo lõunanõlval ordoviitsiumi ja siluri karbonaatsete kivimite avamusalal on puurimistega sageli leitud üksteisel lasuvaid makroskoopiliselt sarnaseid erivanuseid moreenikihte. Orgaanikat sisaldavad setted nende vahel puuduvad. Artiklis vaadeldakse litoloogiliste uurimismeetodite kasutamise võimalust nende moreenikihtide vanuse hindamiseks ja omavaheliseks rööbistamiseks.

Uuriti kolme piirkonda (joon. 1). Neist kaks esimest asuvad kirde—edela-suunalisel mattunud orul, kolmas aga paikneb Saadjärve suurvoorestikus. Esimeses piirkonnas on kindlaks tehtud kolm moreenikompleksi (joon. 2). Ülemine ja alumine moreen on nii oma halli värvuse, granulomeetrilise koostise (tab. 1, joon. 5 ja 6) kui ka kivimite (tab. 2) ja mineraalide (tab. 5) vahekordade poolest võrdlemisi lähedased. Keskmine, violetthalli värvusega moreen sisaldab rohkesti devoni materjali, mistõttu tema litoloogilised näitajad on lasuva ja lamava moreeni omadest selgesti erinevad.

Teises piirkonnas on läbi puuritud kaks hallivärvuselise moreenikompleksi (joon. 3). Vaatamata välisele sarnasusele, erinevad need kivimite vahekorra (tab. 3) ja granulomeetrilise koosseisu poolest (tab. 1, joon. 5 ja 6). Väiksemad on erinevused mineraloogilises koosseisus (tab. 5).

Kolmanda uuritud piirkonna erivanused hallid moreenid (joon. 4) on litoloogiliselt koosseisult ebapüsivad (tab. 1, 4 ja 5, joon. 5 ja 6), mistõttu nende iseloomustamiseks selgeid litoloogilisi kriteeriume ei ole võimalik esitada. Alumine moreen erineb ülemisest tugeva tsementeerituse poolest.

Arvestades uuritud moreenikihtide lasuvust, litoloogilist koostist ja asendit viimase jäätumise neeva staadiumi [Aleinikovi (Алейников, 1960) mõistes] piiri tähistava Alnovere—Kaiu—Selguse—Pala servamoodustiste vöö suhtes, on teise piirkonna ülemine moreenihorizont loetud kuuluvaks neeva, alumine aga luuga staadiumisse. Esimeses piirkonnas kindlakstehtud violetthall moreen sisaldab rohkesti devoni materjali, mistõttu võib arvata, et teda kujundanud liustikukeel liikus nimetatud alale kirdest üle devoni avamusala. Selline jää liikumissuund iseloomustab Kirde-Eestis neeva staadiumit (Paykas, 1963a). Neeva staadiumi ühe hilisema, rohkem põhja—lõuna-suunalise ostsillatsiooni tagajärjel on arvatavasti kujunenud ka selle piirkonna ülemine hall moreen. Alumine hall moreen kuulub siin tõenäoliselt luuga staadiumisse. Kolmanda piirkonna voorte alale neeva staadiumi jääkeel enam ei tunginud. Ülemine hall moreen kuulub siin luuga staadiumisse, alumine tugevasti tsementeerunud moreen kas keskpleistotseeni või viimase jäätumise daugava staadiumisse.

Kokku võttes võib vaadeldava ala moreenide uurimise põhjal rõhutada järgmist.

1. Litoloogilised erinevused on makroskoopiliselt sarnastel moreenidel väikesed ja kohaliku iseloomuga.

2. Kivimite ja mineraalide vahekorrad moreenis peegeldavad mitte ainult mandrijää liikumisteed, vaid ka tema liikumise dünaamikat. Sellepärast tuleb stratigraafiliste ja paleogeograafiliste järelduste tegemisel

peale märgitud litoloogiliste ja mineraloogiliste vahekordade jälgida ka moreenis esinevaid juhtkivimeid ja -mineraale. Viimaste esinemine eri jäätumiste või ühe jäätumise erinevate staadiumide moreenides on erinev (Paykac, 1963a).

3. Kivimite ja mineraalide sekundaarsete muutuste aste erivanustes moreenides erineb vähe.

4. Litoloogilised uurimised peavad olema kvaternaargeoloogiliste uurimiste lahutamatuks koostisosaks. Häid tulemusi annavad litoloogilised uurimismeetodid vaid siis, kui neid kasutatakse koos teiste uurimismeetoditega.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

SOME EXAMPLES OF COMPARISON BY LITHOLOGICAL METHODS OF MACROSCOPICALLY SIMILAR MORAINES OF DIFFERENT AGE

G. ELTERMANN, A. RAUKAS

Summary

In the outcrop area on the south slope of the North-Estonian carbonate plateau, borings have often revealed overlying, macroscopically similar moraine strata of different ages. Between them there are no deposits containing organic matter. The authors discuss the possibility of applying lithological research methods for stating the age of these moraine strata as well as for drawing parallels between them.

There were three localities under observation (fig. 1). The two first ones are connected with a buried valley of a NE-SW direction, whereas the third one is situated within the limits of the great drumlins of Saadjärv. In the first locality three moraine complexes were defined (fig. 2). The upper- and lowermost ones are rather similar as to both the grey colouring, granulometric composition (table 1; figs. 5 and 6) and the proportion of rocks (table 2) and minerals (table 5). The third complex, a purplish-grey moraine contains a great amount on Devonian matter, on account of which its lithological indicators greatly differ from those of the under- and overlying moraines.

In the second locality two grey-coloured moraine complexes were stated (fig. 3). In spite of their external similarity, they differ in both the proportion of rocks (table 3) and granulometric composition (table 1; figs. 5 and 6). The differences in their mineralogical compositions are slighter (table 5).

In the third locality studied (fig. 4), the grey moraines of different ages are unstable as to their lithology (tables 1, 4, 5; figs. 5, 6), for which reason it is impossible to present any definite lithological criteria characterizing them. The lower moraine differs from the upper one by a firm cementation.

Considering the bedding of the moraines studied, their lithological composition and their position in respect to the zone of marginal formations marking the boundary of the last glaciation of the Neva stage (according to A. Aleinikov, 1960) which runs along the line Alnaverē—Kaiu—Selguse—Pala, the upper moraine horizon of the second district is attributed to the Neva stage, and the lower, correspondingly to the Luga stage. The purplish-grey moraine stated in the first locality contains

abundant Devonian material, for which reason it can be supposed that the tongue of the glacier responsible for its formation was moving towards this district from the northeast, over the Devonian outcrop area. This direction of the ice movement is typical of the Neva stage in North-east-Estonia (Paykac, 1963a). The upper grey moraine of this horizon was probably formed as a result of a later oscillation of the Neva stage, which took a direction from the north to the south. The lower, grey moraine here probably belongs to the Luga stage. The glacier tongue of the Neva stage did not reach the drumlins of the third locality. There the upper grey moraine probably belongs to the Luga stage, but the lower moraine which is considerably cemented can be attributed either to the Middle Pleistocene or the Dvina stage of the last glaciation.

As a conclusion, the following statements can be made on the basis of the study of the moraines of the localities observed:

1. The lithological differences of macroscopically similar moraines are inconsiderable and bear a local character.

2. The proportion of rocks and minerals in the moraines reflect not only the route of the continental ice, but also the dynamics of the latter's movement. Therefore, when drawing stratigraphical and paleogeographical conclusions, one has to observe, besides the lithological and mineralogical relations, also the indicator boulders and indicator minerals contained in the moraines. The occurrence of the indicator rocks and mineral in moraines belonging to different glaciations or different stages of a glaciation is, correspondingly, different (Paykac, 1963a).

3. By their secondary changes the rock particles and minerals in moraines of a different age differ from each other but to an inconsiderable extent.

4. Lithological researches must be integral parts of quaternary geological researches. Good results can be obtained only by an application of complex research methods.

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

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.

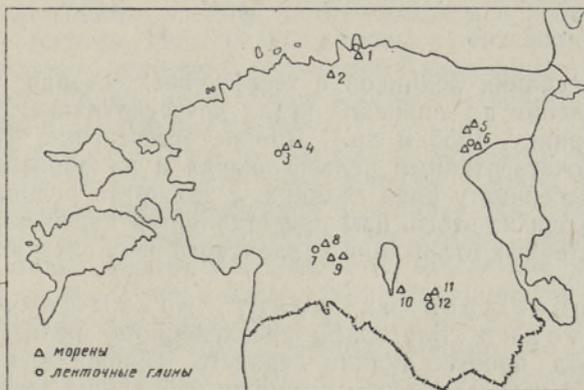


Рис. 1. Изученные местонахождения.

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-бурими, 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

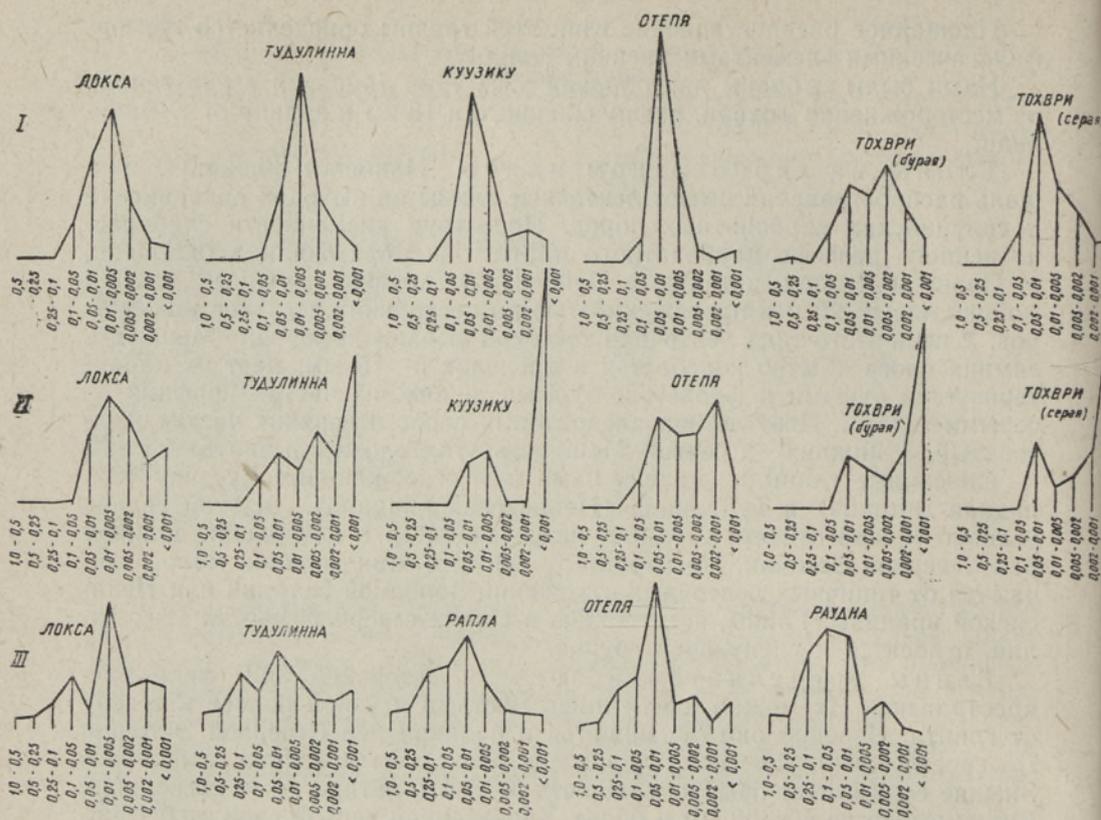


Рис. 2. Гранулометрический состав.

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	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	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	Не определялись		
Южная Эстония (выходы терригенных пород)	Отепя	0,0250	3,20	0,72	Отепя	0,0150	1,72	0,94
					летний слой	0,0050	2,80	1,01
Среднее	Райдна	0,0650	2,28	0,76	Тохвари	0,0051	2,34	1,02
					летний слой	0,0010	3,24	1,68
					летний "	0,0100	2,18	0,84
					зимний "	0,0011	3,67	1,78
		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)	Одерниду	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	29	0,66							
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 предглинтовой 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	Оярнидау, красно-бурая	Оярнидау, фиолетово-бурая	Тудулинна, фиолетово-серая	Тудулинна, серая	Раппа, серая	Куузнику, серая	Метскола, серовато-бурая	Отепя, красно- бурая	Раудна, красно- бурая, (а)	Раудна, красно- бурая, (б)	Макита, фиолетово-серая	Райгасте, серая	Локса	Тудулинна	Куузнику	Отепя	Тохари, бурая	Тохари, 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	Отепя, красно- бурая	Раудна, красно- бурая, (а)	Раудна, красно- бурая, (б)	Макита, фиолетово-серая	Райгасте, серая	Лока	Тудулинна	Куузнику	Отепя	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.

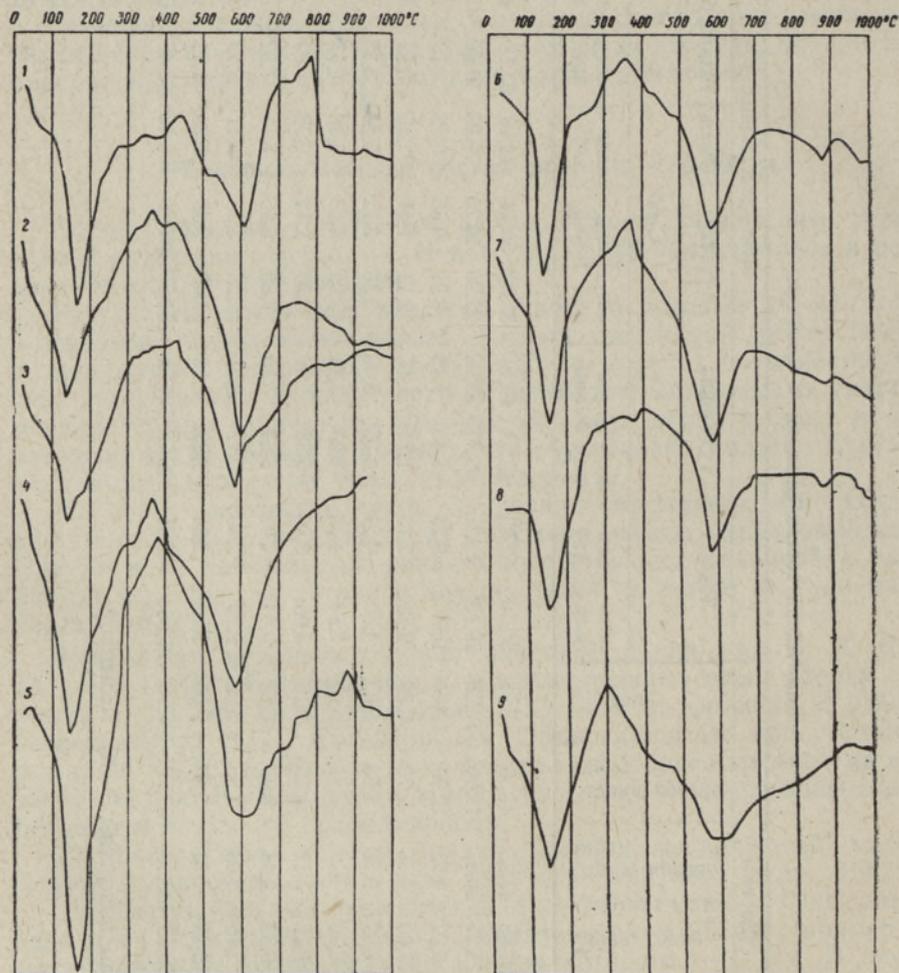


Рис. 3. Термограммы фракции $< 0,002 \text{ мм}$ морен.

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.

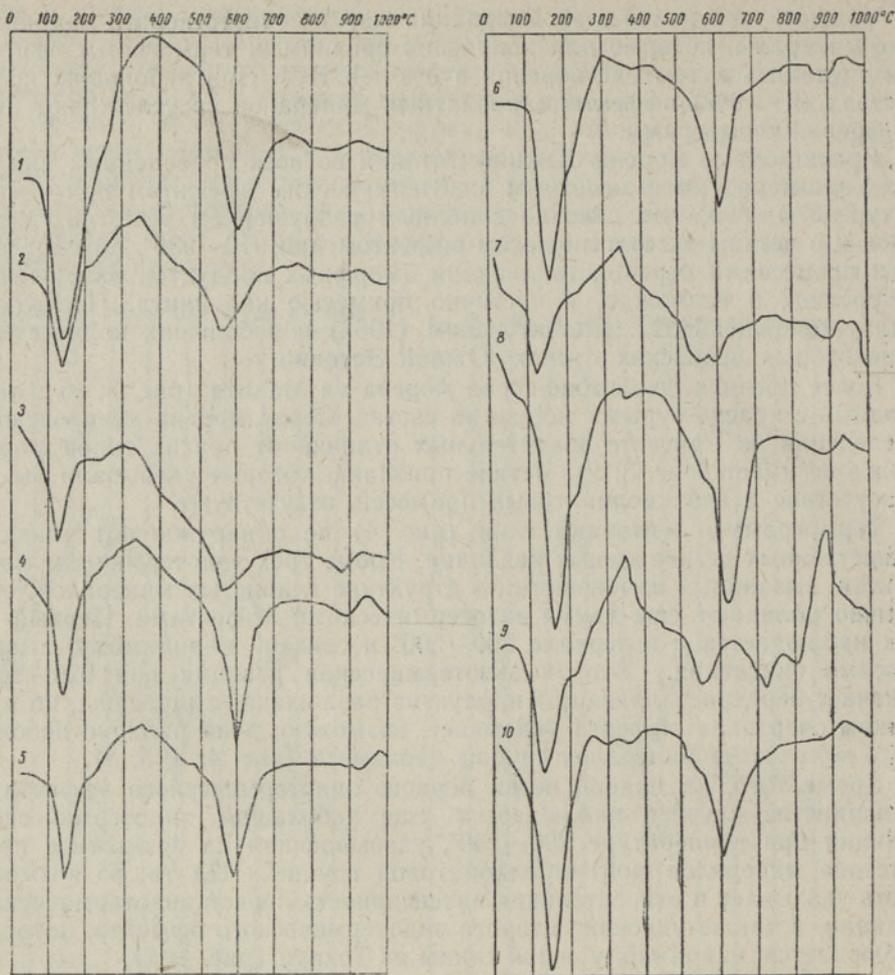


Рис. 4. Термограммы фракции $< 0,002$ мм ленточных глин.

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 $< 0,001$ мм некоторых четвертичных глин, в частности и ленточных глин республики. Сравнение наших данных с результатами А. Раукаса (Raikas, 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 $< 0,002$ 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	Куузигу 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				
	Куузигу	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 suvekühid koosnevad enamasti raskest liivsavist või kergest savist, talvekühid peamiselt raskest savist. Sette sorteerituse aste on suvekhihtides parem kui talvekhihtides (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. Kvartsiteerad 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 raudhüdrosiidide 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 raudhüdrosiidide 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 raudhüdrosiidide 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*

ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА КЕРАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН ЭСТОНСКОЙ ССР НА ОСНОВЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Э. А. ПИРРУС

Широко распространенные и хорошо доступные для эксплуатации озерно-ледниковые ленточные глины в качестве сырья в Эстонской ССР все больше и больше вытесняются более дешевыми силикатными и железобетонными строительными материалами. В связи с этим перед народным хозяйством республики встает неотложная задача — изыскать пути удешевления производства глинистых материалов, по крайней мере в тех отраслях промышленности, где они остаются незаменимыми. Немалую роль играет при этом уменьшение расходов на геологоразведочные работы и лабораторные определения качества глин.

Действительно, весьма целесообразно было бы заменить требующие много времени и расходов лабораторные анализы в пределах одного генетического типа и региона прогнозом, который опирался бы на имеющиеся данные, внешние признаки породы или на результаты некоторых простых нетрудоемких анализов.

Нам кажется, что по ленточным глинам Эстонии такие возможности имеются.

Благодаря работам Н. Л. Дилакторского (1953б, 1956) мы имеем представление о минералогическом составе и физико-химических свойствах тонких фракций этих глин. Кроме того, мы располагаем, в виде более чем 80 рукописных отчетов разных геологоразведочных учреждений, богатым фактическим материалом о гранулометрическом и химическом составе и об основных физико-керамических свойствах ленточных глин. Однако этот материал, к сожалению, до сих пор не подвергался обработке и систематизированию.

В настоящей статье обобщен отчетный материал, собранный б. Проектным научно-исследовательским институтом Министерства местной и сланцехимической промышленности ЭССР и Комплексной геологоразведочной экспедицией Управления геологии и охраны недр при Совете Министров Эстонской ССР в течение последних десяти лет. Работы эти выполнены по единой методике. В них дана характеристика 22 месторождений, расположенных в разных местах территории Эстонии.

Правда, в настоящее время известны некоторые новые показатели физико-керамических свойств, которые лучше соответствуют современным представлениям о физико-химической механике дисперсных систем, чем зафиксированные в ГОСТах и приведенные в названных отчетах

характеристики. Это относится прежде всего к пластичности, применяемая при изучении которой устаревшая методика Аттерберга со всеми современными видоизменениями может быть успешно заменена методом конического пластометра, рекомендуемым П. А. Ребиндером (1949) и другими авторами. Но поскольку эти новые методы еще не внедрялись в производственную практику и не взяты за основу соответствующих стандартов, то при геологоразведочных работах качество глин определяется до сих пор по прежним, рассматриваемым и в данной статье показателям.

На территории Эстонской ССР распространяются преимущественно ленточные глины, отложившиеся в период отступления ледника последнего, валдайского оледенения. Более древние глины этого генетического типа найдены в отдельных местах, и залежи их не имеют промышленного значения. Особенно широко распространяются ленточные глины на территории низинной Эстонии, в частности на западе республики и на островах, где залежи их под маломощным покровом голоценовых отложений достигают мощности в 20 м и протяженности в несколько десятков километров. Накопления позднеледниковых ленточных глин известны еще в древних долинах и понижениях древнего рельефа Южной Эстонии, а также в Пейпсиской впадине и в предглинтовой полосе.

По высокому содержанию щелочных элементов и железа эти глины являются легкоплавкими и сравнительно низкокачественными и применяются в основном в производстве грубой строительной керамики. Известковые конкреции, часто встречающиеся в глинах, значительно усложняют технологию производства и обуславливают высокий процент брака.

Представление об основных керамических свойствах эстонских ленточных глин и об изменчивости их дает табл. 1. Значительное колебание показателей керамических свойств в пределах довольно узкого генетического типа глин обусловлено, несомненно, изменчивостью их состава.

Однако многочисленные анализы показывают, что химический состав глин различных месторождений является весьма однообразным. Отклонения наблюдаются лишь в содержании SiO_2 и CO_2 , что вызвано колебаниями в гранулометрическом составе глин и в содержании карбонатных минералов. Глинистая фракция состоит в основном из гидрослюдистых минералов и имеет одинаковый характер во всех изученных месторождениях (Дилакторский, 1953б, 1956; Пиррус, Раукас, 1963). Существенных колебаний по разным месторождениям не наблюдается и в степени диагенетических изменений, в содержании органических примесей, в составе обменных ионов и т. д., могущих оказать влияние на керамические свойства глин. Естественно, что общий исходный моренный материал, быстрое осаждение частиц и низкая температура воды не способствовали созданию в бассейне седиментации более дифференцированной фацальной обстановки, могущей отразиться в изменчивости химического и минералогического состава глин.

Таким образом, все названные литологические особенности присущи в более или менее равной мере глинам всех эстонских месторождений и поэтому их можно рассматривать как постоянно влияющие факторы, которые не вызывают существенных колебаний в керамических свойствах.

Наибольшая изменчивость наблюдается в гранулометрическом составе и в содержании карбонатных минералов.

Гранулометрический состав эстонских ленточных глин изменяется в широких пределах — от пылеватого песка до пылеватого легкого су-

Основные керамические свойства ленточных глин Эстонии

Показатели	Минимальные	Максимальные	Среднее геометрическое
Пластичность			
нижний предел	17,0	31,5	24,3
верхний предел	23,6	60,6	42,1
число пластичности	3,7	30,2	17,0
Количество задельной воды	19,0	33,0	26,0
Воздушная усадка при 20° С	3,3	9,9	6,6
Потеря веса при сушке до 20° С	18,3	34,2	26,3
Огневая усадка			
при 900° С	-0,56	2,82	1,13
" 950°	-0,46	2,93	1,23
" 1000°	-0,92	10,22	4,65
Потеря веса при нагревании			
до 900° С	2,9	15,8	9,4
" 950°	0,9	15,6	8,3
" 1000°	0,7	15,9	8,3
Объемный вес при нагревании			
до 110° С	1,73	2,09	1,91
" 900°	1,60	2,02	1,81
" 950°	1,61	2,23	1,92
" 1000°	1,60	2,35	1,98
Водопоглощение холодное			
при 950° С	10,7	21,2	16,0
Водопоглощение горячее			
при 950° С	10,7	23,7	17,7
Коэффициент морозостойкости			
при 950° С	0,90	1,00	0,95
Интервал спекания, °С	10	60	35
Температура размягчения, °С	1100	1350	1225

Примечание. В табл. 1—4 количество задельной воды и потеря веса при сушке до 20° дана в процентах на воздушно-сухую навеску; воздушная усадка при 20° — в процентах от начальных размеров образца; объемный вес — в г/см³; огневая усадка и потеря веса при нагревании — в процентах от размеров и веса образца, высушенного при 110° С.

глинка в летних слоях и от пылеватого тяжелого суглинка до тяжелой глины в зимних (Охотин, 1937). При производстве из них керамических масс оба слоя перемешиваются, их компоненты суммируются и получается масса со сложным составом и с плохой отсортированностью, для которой характерно почти полное отсутствие песчаных частиц и преобладание мелкоалевритовых (0,05—0,01 мм) и крупнопелитовых (0,01—0,005 мм) фракций, состоящих из обломочных неглинистых минералов. Образовавшийся из этих фракций скелет вместе с глинистым компонентом оказывает значительное влияние на керамические свойства породы.

Содержание карбонатных минералов, вызывающих ряд характерных процессов при обжиге керамической массы, колеблется также в довольно широких пределах — от 1 до 30%. Это обусловлено прежде всего содержанием различных количеств обломочного материала из карбонатных коренных пород, как это наблюдается также у моренных отложений (Орвику, 1958; Раукас, 1962). Но в ленточных глинах содержание карбонатов не подчиняется столь простым закономерностям, так как на него оказывали влияние, кроме выходов коренных карбонатных пород, самые разнообразные факторы: размеры, очертания и характер озерно-ледниковых бассейнов, пути приноса материала, разрушение и

растворение карбонатов в ходе транспортировки, а также и возможное аутигенное образование кальцита во время седиментации и в начальных стадиях диагенеза. Имеющиеся в настоящее время данные не дают общего представления об изменчивости содержания карбонатных минералов в глинах отдельных типов и регионов. Поэтому в настоящей статье автор рассматривает лишь данные о степени зависимости основных керамических свойств от общего содержания карбонатных компонентов в глине.

Для установления зависимости основных керамических свойств от гранулометрического состава и содержания карбонатных минералов нами изучалась корреляционная связь между их числовыми показателями. Из показателей керамических свойств для этого были выбраны наиболее важные (табл. 2).

Таблица 2

Зависимость керамических свойств от гранулометрического состава и содержания карбонатных материалов

Показатели	Содержание фракции < 0,005 мм		Содержание CaCO ₃	
	Коэффициент корреляции <i>r</i>	Дисперсия, связанная с изменчивостью в содержании фракции < 0,005 мм, %	Коэффициент корреляции <i>r</i>	Дисперсия, связанная с изменчивостью в содержании CaCO ₃ , %
Число пластичности	+0,704	49	-0,058	0,4
Количество заделной воды	+0,731	53	+0,168	3
Воздушная усадка при 20° С	+0,508	26	+0,221	5
Потеря веса при сушке до 20° С	+0,643	42	-0,226	7
Объемный вес при нагревании до 110° С	-0,606	37	+0,279	8
Водопоглощение холодное	-0,081	0,6	+0,606	37
Потеря веса при нагревании до 950° С	+0,200	4	+0,512	26
Объемный вес при нагревании до 950° С	+0,258	7	-0,704	49
Огневая усадка при нагревании до 950° С	+0,428	18	-0,401	16
Интервал спекания	+0,470	22	-0,474	22
Температура полного размягчения	+0,488	24	-0,474	22

За числовую характеристику гранулометрического состава мы выбрали процентное содержание фракции менее 0,005 мм. Использование этой фракции является наиболее целесообразным потому, что при диспергировании глинистых частиц разными методами гранулометрического анализа расхождения в количестве ее не так значительны, как у более мелких фракций. Кроме того, при помощи кумулятивной кривой гранулометрического состава легко перевести все несравнимые анализы, выполненные пипеточным методом, на единую основу.

Содержание карбонатных минералов дается в виде процентного содержания CaCO_3 , вычисленного по содержанию CO_2 карбонатов, которое определялось как в ходе полных химических, так и специально поставленных нами анализов на CO_2 .

По значениям коэффициента r все рассматриваемые физико-керамические свойства ленточных глин разделяются на три группы.

Первая из групп характеризуется высокими значениями указанного коэффициента по содержанию фракций менее 0,005 мм и низкими значениями его по общей карбонатности. Сюда относятся керамические свойства, зависящие практически лишь от содержания глинистой фракции: число пластичности, количество задельной воды, воздушная усадка, потеря веса и объемный вес при 110°C , т. е. свойства, определяющие поведение глины при высыхании.

Ко второй группе относятся свойства, характер которых почти не зависит от содержания глинистых частиц. Высокие значения коэффициента r по содержанию CaCO_3 указывают на сильное влияние карбонатных минералов в породе. Естественно, что при обжиге глины до 950° и выше в ней происходит разрушение карбонатов, выделение значительных количеств CO_2 , взаимодействие освобождающегося CaO с глинистым компонентом и т. д. Эти процессы вызывают увеличение пористости черепка, а вместе с тем увеличение водопоглощения и уменьшение объемного веса.

Интересно, что колебания CaCO_3 практически не отражаются на пластических свойствах глин. Это указывает, что карбонаты присутствуют в глине в основном в виде обломочных зерен алевритовой и крупнопелитовой фракций, а не в качестве мелкодисперсных аутигенных новообразований, способных цементировать глинистые частицы.

Третью группу составляют свойства, изменяющиеся в более или менее равной мере в зависимости как от гранулометрического состава, так и от содержания карбонатов. С увеличением содержания глинистой фракции повышаются числовые значения огневой усадки, интервала спекания и температуры размягчения, с увеличением же количества карбонатной примеси эти показатели сильно понижаются. Уменьшение огневой усадки даже до отрицательных величин объясняется вышеупомянутым действием выделяющегося углекислого газа. В случае присутствия карбонатной примеси после ее разложения образуются кальциево-силикатные соединения (Дилакторский, 1953а), вызывающие понижение огнеупорности и сокращение интервала спекания. Наоборот, увеличение глинистой фракции повышает точку размягчения и интервал спекания, так как не разбавленный скелетом алевритовых обломочных минералов глинистый компонент при повышении температуры изменяется медленнее.

40—50% дисперсии керамических свойств, вычисленной по коэффициенту корреляции (Лукомский, 1958), вызваны колебаниями в содержании фракции $< 0,005$ и карбонатного компонента. Так как большая часть общей дисперсии падает на систематические и случайные погрешности при лабораторных определениях керамических свойств, которые неизбежны и в дальнейшем, то корреляция между керамическими свойствами и рассматриваемыми литологическими факторами позволяет дать обоснованную оценку важнейших из этих свойств.

Построенные двухмерные графики зависимости отдельных керамических свойств от гранулометрии и карбонатности (рис. 1 и 2) полностью подтверждают это предположение. На всех графиках наблюдается сосредоточение определений в ограниченной полосе вокруг средней линии регрессии, соответствующей прямолинейной или приблизительно

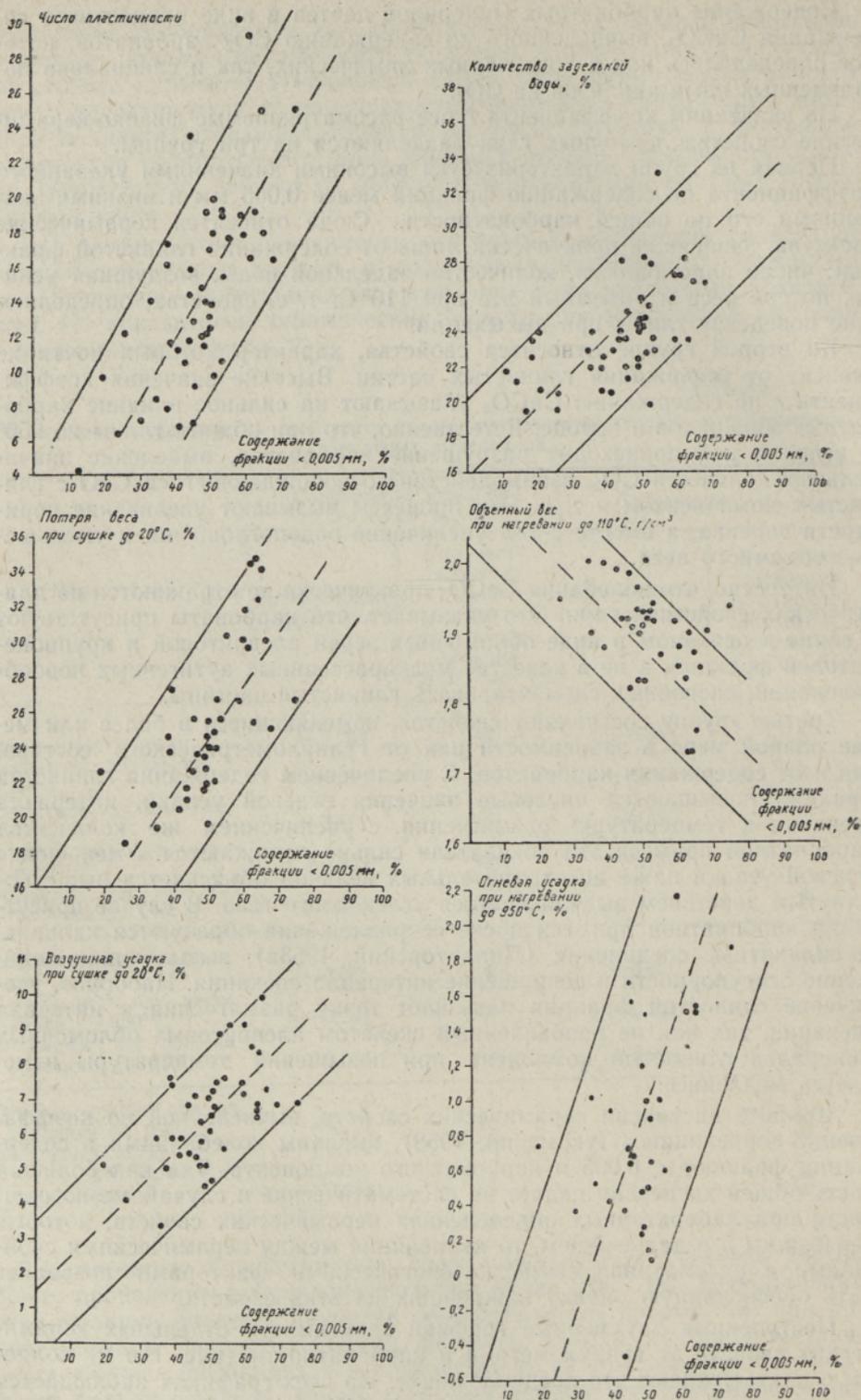


Рис. 1. Зависимость физико-керамических свойств от содержания фракции <math>< 0,005 \text{ мм}</math>.

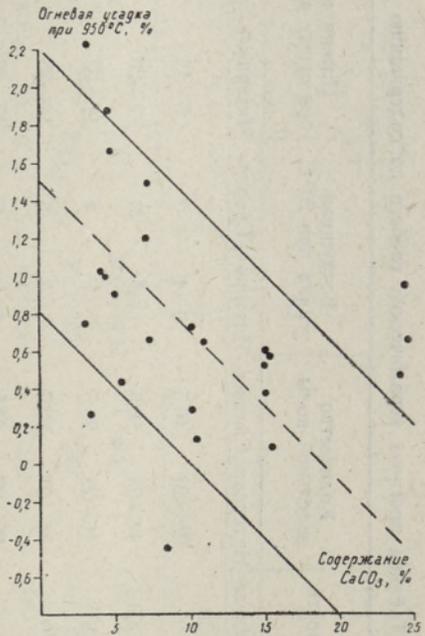
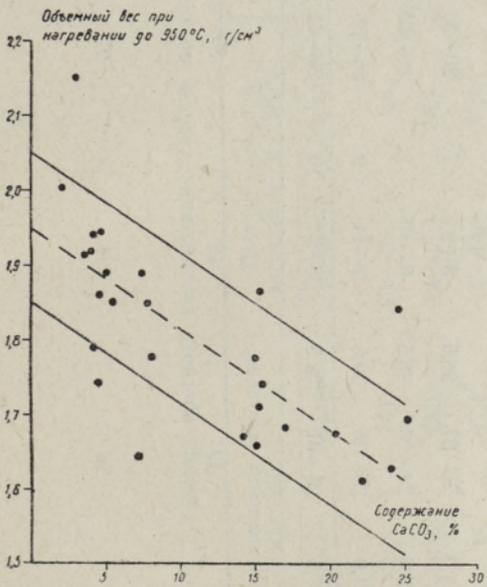
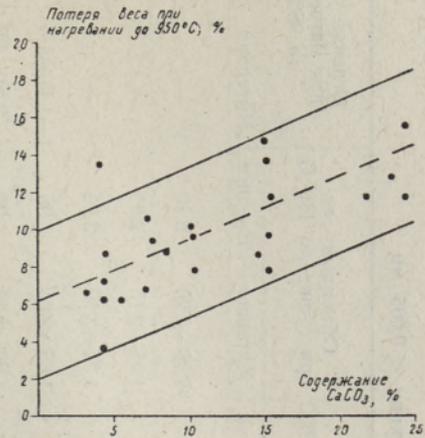
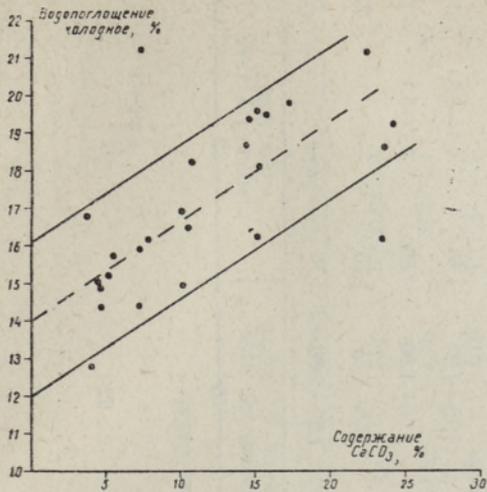


Рис. 2. Зависимость физико-керамических свойств от содержания CaCO_3 .

прямолинейной зависимости. Ширина полосы, т. е. амплитуда колебаний, отражает совместное влияние остальных, неучтенных литологических факторов и лабораторных ошибок.

Эти полосы были взяты нами за основу при составлении таблиц прогноза указанных свойств по содержанию фракции $< 0,005$ мм (табл. 3) и CaCO_3 (табл. 4). В таблицах не приведены лишь данные об интервале спекания и огнеупорности, так как небольшое число проведенных определений этих свойств не позволяет уверенно установить расположение полосы колебаний.

Таблица прогноза керамических свойств по содержанию фракции < 0,005 мм

Содержание фракции < 0,005 мм, %	Число пластичности		Количество заделочной воды		Воздушная усадка при 20° С		Потеря веса при сушке до 20° С		Объемный вес при сушке до 110° С		Огневая усадка при нагревании до 950° С	
	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее
0—10	0—6,0	0	12—21	16,5	0—4	2	5—17	11	2,00—2,20	2,10	—	(—1,7)
10—20	0—9,5	3,0	14—23	18,5	1—5	3	8—20	14	1,95—2,15	2,05	—	(—1,1)
20—30	0—13,0	6,5	16—25	20,5	2—6	4	11—23	17	1,90—2,10	2,00	—	(—0,5)
30—40	3,5—16,5	10,0	18—27	22,5	3—7	5	14—26	20	1,85—2,05	1,95	(—1,1)—1,3	0,1
40—50	7,0—20,0	13,5	20—29	24,5	4—8	6	17—29	23	1,80—2,00	1,90	(—0,5)—1,9	0,7
50—60	10,5—23,5	17,0	22—31	26,5	5—9	7	20—32	26	1,75—1,95	1,85	0,1—2,5	1,3
60—70	14,0—27,0	20,5	24—33	28,5	6—10	8	23—35	29	1,70—1,90	1,80	0,7—3,1	1,9
70—80	17,5—30,5	24,0	26—35	30,5	7—11	9	26—38	32	1,65—1,85	1,75	—	2,5
80—90	21,0—34,0	27,5	28—37	32,5	8—12	10	29—41	35	1,60—1,80	1,70	—	3,1
Общее количество проб	49		49		42		39		36		32	
Процент проб, учтенных при выделении интервалов	94		96		98		97		92		97	

Таблица прогноза керамических свойств по содержанию CaCO_3

Содержание CaCO_3 , %	Водопоглощение холодное при 950° С		Потеря веса при нагревании до 950° С		Объемный вес при нагревании до 950° С		Огневая усадка при 950° С	
	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее
	0—5	12,7—16,7	14,7	2,8—10,8	6,8	1,82—2,02	1,92	0,6—2,0
5—10	14,0—18,0	16,0	4,4—12,4	8,4	1,75—1,95	1,85	0,2—1,6	0,9
10—15	15,4—19,4	17,4	6,0—14,0	10,0	1,68—1,88	1,78	(—0,2)—1,2	0,5
15—20	16,7—20,7	18,7	7,6—15,6	11,6	1,61—1,81	1,71	(—0,6)—0,8	0,1
20—25	18,0—22,0	20,0	9,2—17,2	13,2	1,54—1,74	1,64	—	(—0,3)
25—30	19,4—23,4	21,4	10,8—18,8	14,8	1,43—1,63	1,53	—	(—0,7)

Общее количество проб 26

24

27

25

Процент проб, учтенных при выделении интервалов

88

96

81

76

Небольшой процент проб, не охваченных указанными в таблицах интервалами, говорит о том, что отклонения от данных этих таблиц являются редкими и случайными и не требуют особого внимания.

В табл. 3 приведена оценка свойств, выявляющихся при высыхании глинистой массы и частично по величине огневой усадки. Для этой цели можно пользоваться результатами гранулометрического анализа, полученными, например, в ходе геологосъемочных, инженерно-геологических или других работ, не применяя специальных лабораторных методов определения указанных свойств. Нетрудоемкий и специально поставленный пипеточный анализ гранулометрического состава глины до фракции $< 0,005$ мм.

Прогноз по табл. 4 несколько затруднителен, так как он требует определения содержания CaCO_3 . Хотя для этого существует удобный и быстрый экспресс-метод (Васильев, 1951), применение его не всегда возможно. Но поскольку вопрос о распространении карбонатных минералов в ленточных глинах разных типов и регионов в дальнейшем, по-видимому, будет освещаться, то, учитывая открываемые закономерности, в будущем можно будет обходиться и без прямого определения CO_2 (CaCO_3).

Кроме приведенных в таблицах прогнозов керамических свойств при нагревании до 950° , эти свойства можно приблизительно предсказывать и при других температурах обжига. Это достигается применением коэффициентов, соответствующих средним отклонениям от величины показателей свойств при температуре 950° . Умножая эти коэффициенты (табл. 5) на средние значения, а также и на крайние члены интервалов колебаний, приведенных в табл. 3 и 4, получим те же показатели для данной температуры. При этом основные свойства при обжиге до 900 и 950° мало отличаются между собой, в то время как при обжиге до 1000° сильно увеличиваются огневая усадка и объемный вес, а водопоглотительные свойства значительно понижаются. Связано это с частичным спеканием массы уже в пределах $950-1000^\circ$.

Таблица 5

Прогноз керамических свойств при температуре нагревания до 900 и 1000°C

Показатели	Температура нагревания, $^\circ\text{C}$		
	900	950	1000
Огневая усадка	0,97	1,00	2,18
Потеря веса	1,03	1,00	0,97
Объемный вес	0,95	1,00	1,12
Водопоглощение холодное	1,03	1,00	0,81

По холодному водопоглощению могут быть вычислены и значения горячего водопоглощения для отдельных температур путем деления первого на так называемый коэффициент морозостойкости, который при 900° равен в среднем 0,96, при 950° — 0,95 и при 1000° — 0,92. Фактически коэффициент морозостойкости ленточных глин Эстонии имеет формальное название, так как он не характеризует естественную морозостойкость керамических изделий. Очень часто неморозостойкие по коэффициенту изделия хорошо выдерживают соответствующие испытания и не обнаруживают никаких следов разрушения даже в течение долгих лет эксплуатации. Так как при изготовлении морозостойких изделий главную роль играют не свойства исходного сырья, а особенности технологии производства (Палагин, 1957), то мы здесь этот показатель не рассматриваем.

Таким образом, по приведенным таблицам можно предсказать весь комплекс требуемых в обычных условиях физико-керамических свойств, опираясь при этом на данные о гранулометрическом составе и карбонатности. Правда, это можно сделать лишь приблизительно, в данных интервалах. Но при предварительной оценке ленточных глин как сырья, например при геологосъемочных работах, а также при разведке и поисках сырья для промышленности грубой строительной керамики, можно с успехом применять приведенные нами таблицы. Кроме того, известно, что в грубой керамике не наблюдается строгой зависимости между свойствами сырья и качеством готовых изделий (Инструкция . . . , 1960). В связи с этим прямые лабораторные определения имеют только ориентирующий характер и тем более могут быть заменены данными наших таблиц.

При изучении сырья для более требовательных керамических изделий, конечно, нельзя избежать прямых лабораторных исследований. Во всяком случае, нецелесообразно проводить химические анализы, требующие значительных расходов, так как изменчивость химического состава ленточных глин Эстонии является функцией дисперсности и содержания карбонатного компонента.

Как показала проверка, приведенные таблицы полностью пригодны и для прогноза свойств озерно-ледниковых глин Эстонской ССР, не обладающих ленточной текстурой. Объясняется это близким генезисом и таким же составом глинистой фракции. Однако следует иметь в виду, что эти глины из-за своей небольшой мощности часто подвергались значительным изменениям в результате почвообразующих процессов и процессов окисления. Поэтому достоверность прогнозов обеспечивается лишь для глин, не имеющих явных признаков таких изменений.

Наконец, результаты настоящей сводки могут быть применены и в процессе производства для корректирования состава рабочей массы с применением отошающих материалов и добавок.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

ЛИТЕРАТУРА

- Васильев П. И. 1951. Методы ускоренного анализа карбонатных пород. М. Дилакторский Н. Л. 1953а. К вопросу о методике термического анализа. Труды 4-го совещания по эксп. мин. и петрогр., вып. 2. М.—Л.
- Дилакторский Н. Л. 1953б. К вопросу о термических свойствах глин Эстонской ССР. Вопр. петрогр. и мин., т. 2. М. Изд-во АН СССР.
- Дилакторский Н. Л. 1956. Физико-химические свойства тонких фракций некоторых глин Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, серия техн. и физ.-мат. наук, № 1. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям глинистых пород. 1960. М., Госгеолтехиздат.
- Лукомский Я. И. 1958. Теория корреляции и ее применение к анализу производства. М., Госстатиздат.
- Охотин В. В. 1937. Гранулометрическая классификация грунтов на основе их физических и механических свойств. Ленгострансиздат.
- Орвику К. К. 1958. Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.
- Палагин Г. С. 1957. Морозостойкость керамических строительных материалов. М. Пиррус Э., Раукас А. 1963. Сравнительная литолого-минералогическая характеристика мелких фракций морен и ленточных глин Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XII.
- Раукас А. В. 1962. Морены как почвообразующие породы в Эстонской ССР. Тр. Эстонской сельскохозяйственной академии, № 24.
- Ребиндер П. А., Семененко Н. А. 1949. О методе погружения конуса для характеристики структурно-механических свойств пластично-вязких тел. ДАН СССР, т. LXIV, № 6.

**EESTI NSV VIIRSAVIDE
KERAAMILISTE OMADUSTE PROGNOOSIVÕIMALUSTEST
GRANULOMEETRILISTE ANDMETE PÕHJAL**

E. PIRRUS

Resümee

Töös üldistatakse Eesti NSV territooriumil geoloogiliste uuringutega kogutud andmed viirsavide koostise ja tähtsamate keraamiliste omaduste kohta.

Kuna viimase mandrijää taganemisel kujunenud viirsavid settisid sarnastes tingimustes, siis on nad litoloogilise ilme ja savifraktsiooni mineraloogilise koostise poolest ühtlased. Kõikuvamateks faktoriteks on granulomeetriline koostis ja karbonaatsete mineraalide hulk, mis põhjustab ka savide keraamiliste omaduste muutlikkuse (tab. 1). Keraamiliste omaduste sõltuvuse uurimine fraktsiooni $<0,005$ mm ja CaCO_3 hulgast näitas, et kogu keraamiliste omaduste kõikuvusest langeb nende faktorite arvele 40—50% (tab. 2). Kuna hinnatavate omaduste kõikuvus on suures osas tingitud ka laboratoorsete analüüside vigadest, siis, arvestades sirgjoonelist sõltuvust uuritud näitajate vahel (joon. 1 ja 2), on koostatud tabelid keraamiliste omaduste prognoosimiseks fraktsiooni $<0,005$ mm (tab. 3) ja CaCO_3 hulga järgi (tab. 4). Kasutades keskmisi kõrvalekaldeid väljendavaid koefitsiente (tab. 5), on võimalik arvutada orienteerivad näitajad ka 900 ja 1000°-ni kuumutatud proovikehade kohta.

Toodud tabelite alusel on võimalik prognoosida savide keraamilisi omadusi, kasutades selleks granulomeetriliste ja karbonaatsuse analüüside andmeid.

Tabeleid võib kasutada ka porsumisest ja mullatekkeprotsessidest puutumata varvilise tekstuurita jääjärveliste savide omaduste hindamisel.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

**ON THE POSSIBILITIES
OF PROGNOISING THE CERAMIC PROPERTIES
OF ESTONIAN VARVED CLAYS
ON THE BASIS OF GRANULOMETRIC DATA**

E. PIRRUS

Summary

The author presents a general survey of the composition and most important ceramic properties of Estonian varved clays, the data having been collected in the course of geological researches of the clay deposits on Estonian territory.

As the deposition of varved clays took place at the regression of the last glaciation in similar conditions, their lithology and mineralogical composition of the clay fraction show the same features. More fluctuating, however, are their granulometric composition and the amount of carbonate minerals, resulting in differences in the ceramic properties of clays (table 1). The study of the ceramic properties depending on the fraction

<0.005 mm and the amount of CaCO_3 showed that 40—50 per cent of the dispersion of ceramic properties are due to those factors. Considering the rectilinear interdependence of the indicators investigated (figs. 1, 2), tables have been compiled for a prognosis of ceramic properties according to the fraction <0.005 mm (table 3) and the amount of CaCO_3 (table 4). With an application of average deviation coefficients (table 5), it is also possible to compute approximate indicators for test samples heated to 900° and 1000°C .

With the aid of the tables presented it will be possible to effect a prognosis of the properties of clays according to granulometric analysis carried out either for this purpose or for some other ones, and the same results can be achieved by using data on the carbonate content. Moreover, the definition of the <0.005 mm fraction by pipette method and the definition of CO_2 by express method can be easily performed.

The tables presented can also be used for an estimation of properties of glacio-lacustrine varved clays without a varved structure, if they have not been affected by weathering or soil-formation processes.

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

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЭСТОНИИ

Э. Э. РЯХНИ

Ленточные глины широко распространены на территории Эстонии, особенно в ее низинной части. Геохронологически они до сих пор почти не изучались, так как из-за равнинности рельефа обнажения ленточных глин в Эстонии почти отсутствуют, а в имеющихся немногих обнажениях на поверхность выходит лишь верхняя часть толщи глин. Залежи ленточных глин располагаются в своей основной части ниже уровня грунтовых вод и прослеживаются только бурением.

О ленточных глинах Эстонии упоминает в своих работах уже Х. Хаузен (Hausen, 1913a, b). Сведения о них содержатся и в ряде работ, посвященных четвертичным отложениям. В большинстве этих работ приводятся данные о распространении ленточных глин (Ogviik, 1935; Orik, Laasi, 1937 и др.) или дается их характеристика как полезных ископаемых (Luha, 1946). Геохронологически ленточные глины Эстонии изучались впервые известным финским исследователем М. Саурамо (Saunamo, 1925). Он подразделяет их на две фации. М. Саурамо считает, что ленточные отложения в окрестностях Локса и Кярла и верхняя часть разреза этих глин в Пярну образовались в Балтийском приледниковом озере. Глины эти имеют такую же текстуру, как и глины Южной Финляндии, отложившиеся во время первой стадии Сальпаусселькя. Вторую фацию, по М. Саурамо, образуют ленточные глины Северо-Восточной Эстонии, наиболее полно представленные в окрестностях р. Нарвы. Для этих глин характерны сравнительно мощные (1—3 см) годовые слои, в которых ясно выступают темно-красные или фиолетовые зимние слои из жирной глины. М. Саурамо сопоставляет профили Кулгу и Уусна в окрестностях р. Нарвы с профилем Пярну. Из-за небольшого числа и малых размеров изученных разрезов М. Саурамо не делает выводов относительно отступления ледника и развития приледниковых озер.

Приступая к характеристике ленточных глин Северо-Восточной Эстонии, необходимо отметить, что хотя здесь находятся только небольшие единичные обнажения этих глин, однако фактически ленточные глины имеют сравнительно широкое распространение (рис. 1). В Северо-Восточной Эстонии они большей частью покрыты озерно-ледниковыми песками мощностью 2—5 м и залегают на серой морене. Для получения полного разреза всей толщи ленточных глин был использован соответствующий бур, сконструированный автором. Этот бур позволяет получать керн ленточных глин с ненарушенной текстурой.

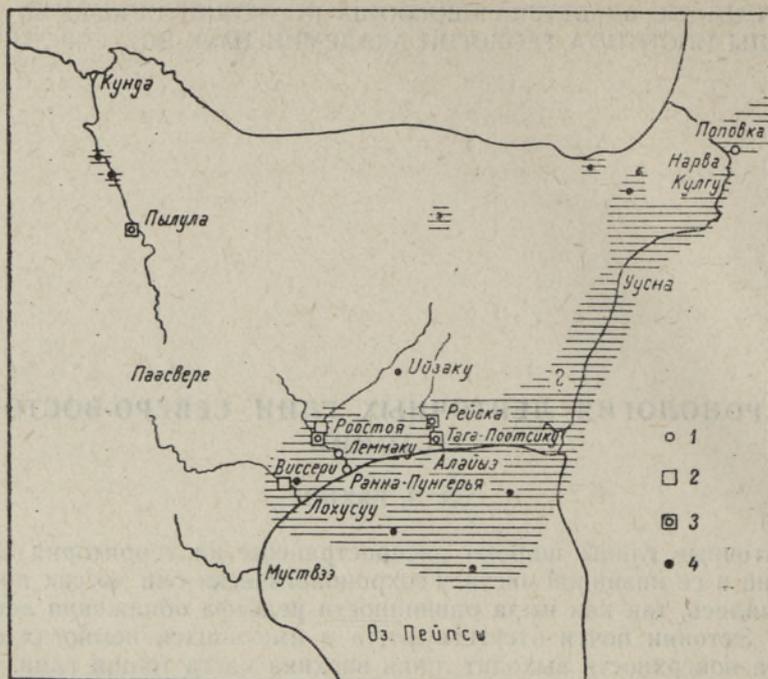


Рис. 1. Схема распространения ленточных глин в Северо-Восточной Эстонии. Заштрихована площадь распространения ленточных глин. 1 — скважина; 2 — обнажение; 3 — скважина и обнажение; 4 — зонди- ровочное бурение.

Ленточные глины Северо-Восточной Эстонии изучены в местонахождениях Пылула, Поповка, Роостоя, в каждом по трем разрезам, по которым составлены сводные диаграммы ленточных глин (см. рис. 6).

Местонахождение ленточных глин в Пылула расположено на левом склоне древней долины р. Кунда (абс. высота 62 м). Мощность их здесь 7,3 м. Верхняя часть профиля (4 м) изучалась в стенке карьера, нижняя часть — по керну. Толща ленточных глин была пройдена вплоть до низелегающей морены. Годичные ленты глин в Пылула сравнительно хорошо различаются друг от друга; здесь установлено всего 211 годичных лент, которые можно сгруппировать в пять следующих пачек (снизу вверх):

а) Годичные ленты 1—56. Летние слои серые до синевато-серых, зимние — темно-серые. Мощность летних слоев 2—4 см, в одном случае — 12 см (17-й годичный слой). Летние слои состоят из отчетливо слоистого материала; местами наблюдается ритмичная слоистость. Зимние слои мощностью 0,5—1,0 см состоят из жирной глины.

б) Годичные ленты 57—74. Летние слои серые, зимние — темно-серые с фиолетовым оттенком. Слои хорошо различимы и имеют постоянную мощность, которая у зимних слоев составляет 0,6—1,0 см, у летних — 1,0—1,5 см.

в) Годичные ленты 75—118. Летние слои серые, зимние — темно-серые с фиолетовым оттенком. Слои мощные и хорошо различаются друг от друга. Мощность зимних слоев достигает 3 см. Летние слои имеют такую же мощность — от 1 до 3 см и иногда до 5 см. Годичная лента 111 является дренажной лентой. Мощность ее 25 см и состоит она в основном из алевритового материала (рис. 2).

г) Годичные ленты 119—176. Цвет летних слоев желтовато-серый, зимних — буроватый. Мощность последних 0,3—0,5 см и редко достигает 1,0 см. Мощность летних слоев 0,5—3,0 см. В середине пачки некоторые ленты трудно различаются друг от друга, так как зимние слои содержат много алевроитового материала. Лента 176, мощность которой 54—60 см, является дренажной лентой (рис. 3).

д) Годичные ленты 177—211. Летние слои желтовато-серые, зимние — буроватые. Мощность летних слоев местами колеблется от 1 до 5 см и зимних слоев — от 0,5 до 1,0 см. В верхней части пачки летние слои песчаные.

Местонахождение ленточных глин Роостоя расположено на месте слияния рек Тудулинна и Роостоя (абс. высота 40 см). Мощность ленточных глин здесь 8 м. Верхние четыре метра профиля изучались в обнажении, нижняя часть профиля — по керну. В пределах первого нижнего метра профиля годичные ленты имеют нарушенную текстуру, и поэтому мы не могли использовать эту часть для составления диаграммы. Самой нижней ясно различимой годичной лентой профиля Роостоя, в отличие от профилей Пылула и Поповка, является годичная лента 67 (см. рис. 6). Годичные ленты в профиле Роостоя хорошо различаются друг от друга. Здесь можно выделить 249 годичных лент, сгруппировав их в следующие пачки (снизу вверх):

а) Годичные ленты 67—80. Летние слои серые, зимние — темно-серые. Мощность летних слоев доходит до 10 см, зимних — 1,0—2,0 см. Летние слои местами песчаные, с ритмичной слоистостью. Годичная лента 79, мощность которой 33 см, является дренажной лентой и состоит из алевроитового материала.

б) Годичные ленты 81—137. Летние слои серые, зимние — темно-серые с фиолетовым оттенком. Мощность зимних слоев варьирует в пределах 2,0—3,0 см и редко доходит до 7,0 см (слой 110). Летние слои имеют мощность 2,0—5,0 см, в некоторых случаях — до 7 см. Лента 111 мощностью 65 см является дренажной. В верхней части этой ленты наблюдается нарушенная текстура (рис. 4).

в) Годичные ленты 138—234. Летние слои серые, зимние — темно-серые. Мощность зимних слоев от 0,5 до 1,0 см, редко до 2,5 см, летних — порядка нескольких миллиметров, в нижней части пачки — до 1,0 см;

г) Годичные ленты 235—315. Летние слои серые, зимние — темно-серые с бурым оттенком. Мощность зимних слоев 0,2—0,3 см, летних — 0,3—1,0 см. Верхняя часть летних слоев состоит из песка бежевого цвета.

На правом берегу реки Нарвы, недалеко от г. Нарвы (абс. высота 14 м), у с. Поповка расположено местонахождение ленточных глин Поповка. Старые карьеры здесь уже заросли, и профиль ленточных глин изучался по кернам. Мощность ленточных глин достигает 2,5—3,5 м. Залегают они на морене. Годичные ленты очень маломощные, с нарушенной текстурой, в верхней части профиля местами неотчетливые (рис. 5). В профиле Поповки выделено 366 (?) годичных лент. Их можно подразделить на три пачки (снизу вверх):

а) Годичные ленты 1—60. Летние слои серые, зимние — темно-серые. Мощность летних слоев 0,2—0,7 см, в нижней части профиля в одном случае 30 см (5-я годичная лента). Мощность зимних — 0,2—0,5 см, в одном случае — 1 см (4-я годичная лента);

б) Годичные ленты 61—177. Летние слои желтоватые, зимние — буровато-серые. Слои маломощные, местами от 0,1 до 1 см.

в) Годичные ленты 178—366. Цвет летних слоев желтоватый, зимних — буровато-серый. Слои в общем тонкие, местами менее 0,1 см. Встречены отдельные зимние слои мощностью до 0,4 см и четыре дренажные ленты, более мощная из которых толщиной в 15 см (лента 222).

Как уже отмечалось, ленточные глины в северо-восточной части Эстонии широко распространены, в частности во впадине озера Пейпси. Они широко встречаются и в соседней Ленинградской области. По К. К. Маркову (1931а), в более низких частях бассейнов рек Невы и Луги они являются преобладающими четвертичными отложениями, и их мощность достигает здесь 15 м.

К. К. Марков приводит 21 диаграмму ленточных глин бассейна р. Невы (Марков, 1931а, рис. 21). Эти диаграммы хорошо между собой сопоставляются. То же самое следует сказать и относительно 11 диаграмм ленточных глин бассейна р. Луги, составленных К. К. Марковым (1931а, рис. 23). Однако корреляция диаграмм обоих бассейнов между собой в деталях не возможна. По сравнению с бассейном р. Луги условия осадконакопления в бассейне р. Невы отличались, в частности, тем, что здесь не образовалось отдельных песчаных лент большой мощности.

В приведенных К. К. Марковым диаграммах бассейна р. Луги выделяются три аномальные годичные ленты. Две из них — годичные ленты 79 и 80, третья — годичная лента 111, которая является дренажной лентой мощностью 80 см.

Сопоставление диаграмм ленточных глин бассейна р. Луги с соответствующими диаграммами Северо-Восточной Эстонии (рис. 6) показывает, что они отчасти хорошо совпадают, особенно диаграммы Роостоя с диаграммами профилей к северу от г. Кингисеппа (Марков, 1931а, рис. 23, диагр. 4, 5, 6 и др.). В диаграмме Роостоя годичная лента 111 имеет также большую мощность. И в остальном (общий характер мощностей годичных лент, соотношение мощностей летних и зимних слоев и т. д.) нижняя часть диаграммы Роостоя имеет сходство с диаграммой окрестностей г. Кингисеппа.

Образование дренажных лент в бассейне р. Луги К. К. Марков объясняет следующим образом: при отступании ледника севернее линии глинта в окрестностях с. Копорье освободилась древняя долина, вследствие чего для вод Невского приледникового озера открылся сток вдоль этой долины в Лужское приледниковое озеро. Впервые такой прорыв вод из одного приледникового озера в другое образовался в 78—80 годах и другой, еще более катастрофический — в 111 году. Последний ясно отражается и в диаграммах ленточных глин впадины озера Пейпси, в которых лента 111 имеет большую мощность, она песчаная, часто с нарушенной текстурой. В диаграммах Пейпсиской впадины отражен и первый прорыв вод, так как ленты 79 и 80 сравнительно мощные. Учитывая сходство диаграмм Лужской и Пейпсиской впадин, можно прийти к заключению, что в пределах этих впадин господствовали одинаковые условия осадконакопления и существовало единое Лужско-Пейпсиское приледниковое озеро (рис. 7).

В Лужско-Пейпсиском приледниковом озере глубина воды в пределах северной части современного озера Пейпси и в окрестностях севернее г. Кингисеппа во время накопления ленточных глин была более или менее нормальная, чем объясняется образование хорошо различных друг от друга годичных лент. Вероятно, климат в то время был настолько теплым, что бассейн в своих более глубоких частях зимой не промерзал до дна, о чем свидетельствует ненарушенность текстуры. Горизонтальная слоистость летних слоев в профиле Роостоя, а также от-

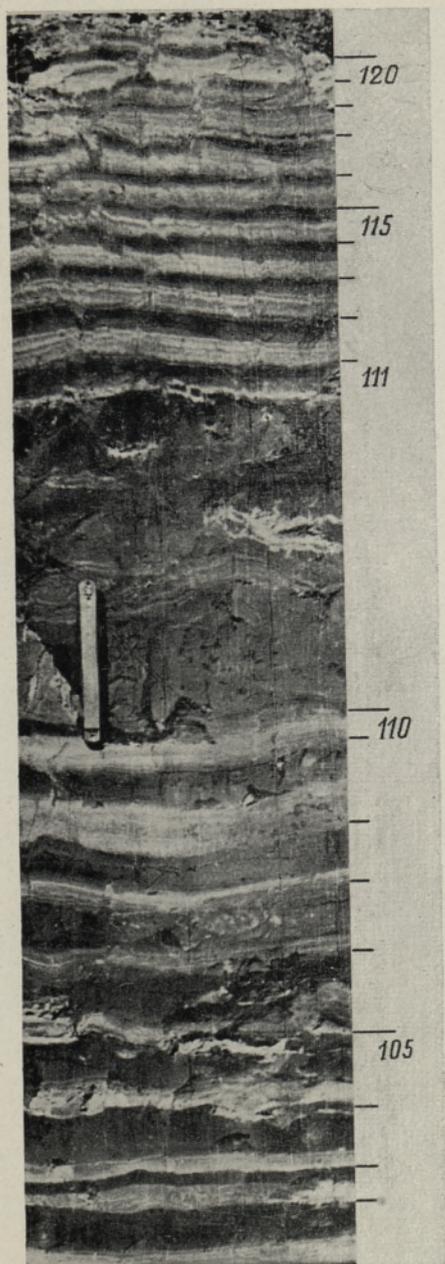


Рис. 2. Ленточные глины в местонахождении Пылула с дренажной лентой 111.



Рис. 3. Ленточные глины в местонахождении Пылула с дренажной лентой 176. Нормальные годовичные ленты ниже и выше последней частью нарушены ледниковым напором.

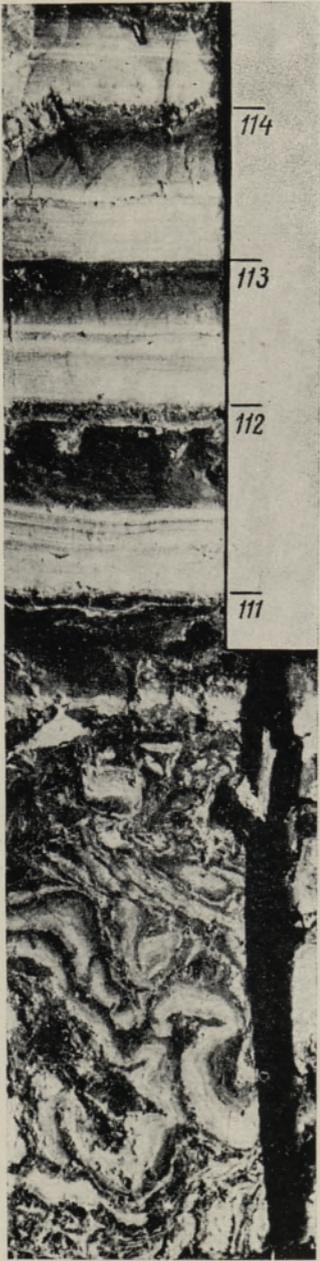


Рис. 4. Ленточные глины в местонахождении Роостя. В нижней части рисунка дренажная лента 111.



Рис. 5. Верхняя часть профиля ленточных глин в местонахождении Поповка.

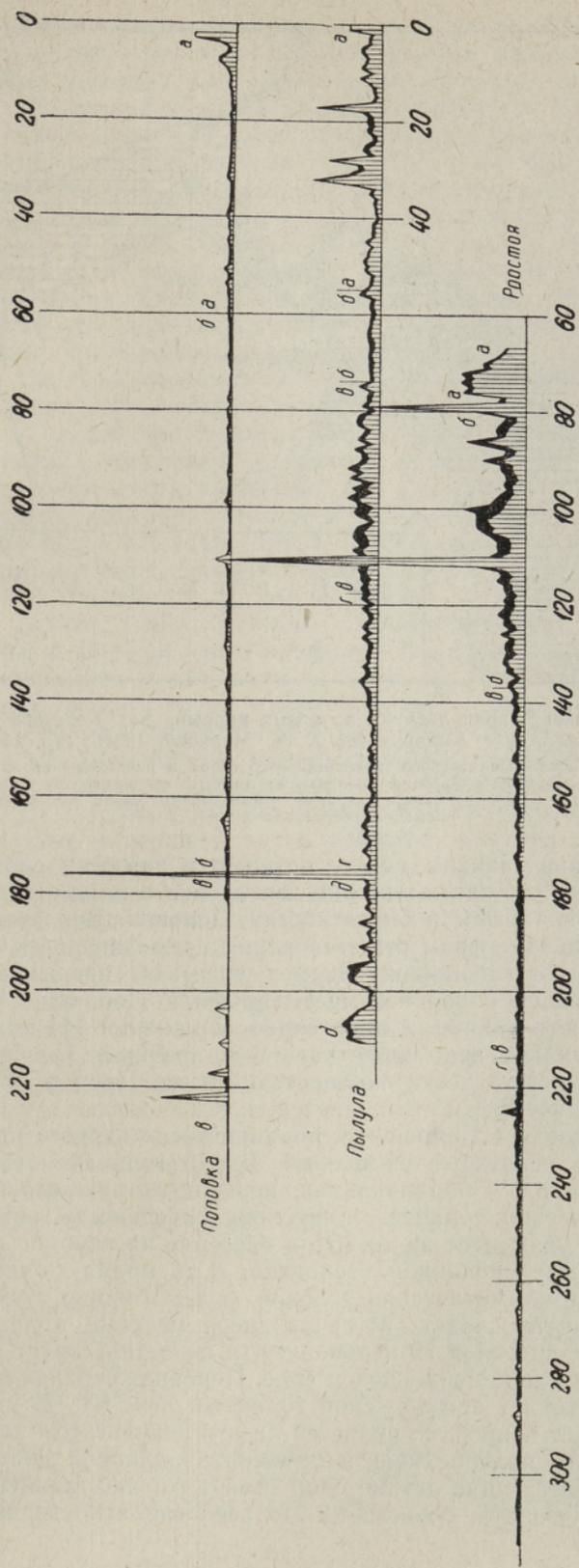


Рис. 6. Диаграммы ленточных глин профилей Поповка, Пыллула и Роостоя (северо-восточная часть Эстонии) и их сопоставление.

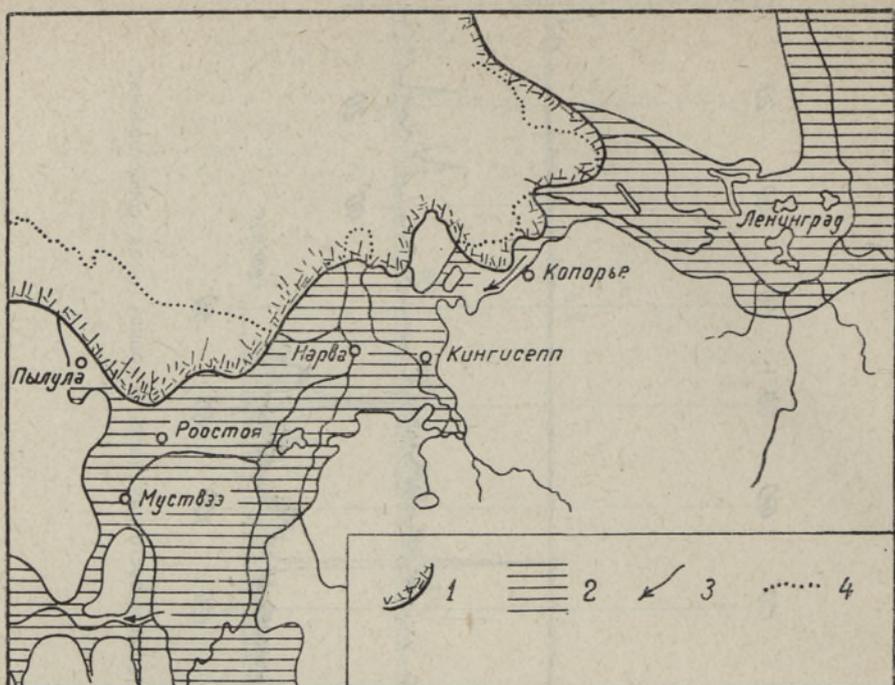


Рис. 7. Расположение края ледника во время прорыва вод Невского приледникового озера у с. Копорье (по К. К. Маркову, 1931б, стр. 14).

Распространение Лужско-Пейпсиского приледникового озера и расположение края ледника на территории Эстонии указаны по данным автора статьи.

1 — край ледника; 2 — приледниковое озеро; 3 — направление стока талых вод; 4 — современная береговая линия.

четливая и ровная граница между летними и зимними слоями свидетельствуют о том, что здесь влияние деятельности волн не доходило до дна. Иные условия были в окрестностях Поповки. Вероятно, здесь, в частности в последние фазы существования приледникового озера, глубина водоема была небольшой. На это указывает прерывистость зимних слоев в средней и верхней части профиля Поповки. В этом же районе в мощности годичных лент слабо отражен и 111 год. Соответствующая годичная лента представлена в профиле Поповки только слоем мелкозернистого песка мощностью 3,5 см. Прорыв 78—80 годов в этом профиле вообще не отражается.

В развитии озера в Пейпсиской впадине после первого прорыва вод можно отметить некоторые изменения. До 79 года слоистость летних слоев, как правило, — параллельная, переход летних слоев в зимние имеет диатактический характер и верхняя поверхность зимних слоев ровная. Все это указывает на то, что в бассейне на глубине накопления осадков вода была спокойной. Вероятно, в то время существовали и неблагоприятные климатические условия, о чем говорят тонкие (менее 1 мм) глинистые прослойки, встречающиеся местами в летних слоях. Верхняя поверхность слоя 79 неровная, что свидетельствует об отложении его в сравнительно движущейся воде. Неровная верхняя поверхность характеризует также зимний слой годичных лент 94, 95 и некоторых других. Возникает вопрос, не является ли это результатом деятельности волн. Однако это явление нельзя объяснить волновой деятельностью, так как вышележающие летние слои имеют горизонтальную и параллельную, ненарушенную слоистость. По всей вероятности, верхняя по-

верхность зимних слоев преобразовалась в волнистую под влиянием временных сильных придонных течений, которые возникали летом вследствие притока больших масс талых приледниковых вод в приледниковое озеро. Выше верхней волнистой поверхности некоторых зимних слоев (годовые ленты 101—104) наблюдаются супесчаные ленты мощностью в несколько миллиметров. Вероятно, и их образование обусловлено интенсификацией деятельности водных масс летом. Все упомянутые черты текстуры встречаются в годовых лентах, образовавшихся в период между 79 и 111 годом. В том же периоде в пределах Пейпсиской впадины отмечается максимум осадконакопления — в профиле Роостоя в то время образовались наиболее мощные годовые ленты. Но и в течение 20 лет после образования годичной ленты 111 продолжалось сравнительно интенсивное осадконакопление (122, 126 и др. годы). Начиная с 138 года мощность летних слоев уменьшается (пачка *в*) местами настолько, что в глинах, отложившихся в период 188—225 годов, летние слои трудно прослеживаются. Этот так называемый максимум глины в профиле обусловлен удалением края ледника: последний отделился от данного места настолько, что сюда уже не поступали более грубые частицы материала, вносимого тальми водами в приледниковое озеро. Примерно с 235 года (пачка *г*) уменьшается и мощность зимних слоев, что объясняется, вероятно, еще большим удалением края ледника от изучаемой местности. В это же время происходит и увеличение мощности летних слоев, которые становятся более крупнозернистыми, особенно в верхней части профиля. Весьма вероятно, что в образовании летних слоев участвовали тальные воды, стекавшие в прибрежную часть приледникового озера с близлежащей суши, так как часть приледникового озера в окрестности Роостоя находилась сравнительно недалеко от западного берега озера (на западном склоне возвышенности Пандивере). В связи с этим стекавшие с суши тальные воды могли вносить в озеро материал, за счет которого и образовались летние слои.

Образование в верхней части профиля Роостоя некоторых более мощных летних слоев (до 2 см), состоящих из песка (228 год), трудно объяснить привнесением материала тальми водами с близлежащей суши, так как этот песок сравнительно крупнозернистый и похож на пески, покрывающие ленточные глины. Из такого же песка состоят летние слои годовых лент 300—315 в верхней части профиля по всей площади их распространения. Накопление этих сравнительно крупнозернистых песков, вероятно, связано с новым увеличением активности талых ледниковых вод в пределах всего приледникового озера. Это могло быть обусловлено или новым продвижением края ледника, или же расширением бассейна озера. Нарушение текстуры ленточных глин в Пылула указывает на влияние напора ледника, а камовые пески, покрывающие там же ленточные глины, свидетельствуют о новых условиях осадконакопления, о новом продвижении края ледника.

Представление о развитии части Лужско-Пейпсиского приледникового озера, которая образовалась в пределах древней долины Кунда, можно получить по профилю ленточных глин в Пылула. Нижняя часть профиля (пачка *а*) состоит в основном из мощных летних и сравнительно тонких зимних слоев, причем мощность слоев колеблется в значительных пределах (годовая лента 17). Материал 16 годовых лент пачки *а* слабо перебит и отсортирован и во многом напоминает материал нижележащей серой морены. Особенно это относится к первым снизу лентам. Все это показывает, что материал рассматриваемых ленточных глин происходит из нижележащей морены. Начиная с 17 года край ледника отодвинулся от данной местности уже настолько, что

могли образоваться ясно различимые друг от друга годовые ленты. При этом характерно, что талыми ледниковыми водами в бассейне приносилось много крупнозернистого материала, о чем свидетельствует большая по сравнению с зимними слоями мощность летних слоев. Еще выше (пачка б) соотношения мощностей летних и зимних слоев становятся стабильными, а накопление осадков — сравнительно небольшим.

Начиная с 74 года (пачка в) колебание мощностей годовых лент опять увеличивается, в частности в пределах зимних слоев (в 100 году — на 3 см). Местами летние слои непосредственно над нижележащим зимним слоем содержат прослойки (мощностью в несколько миллиметров) светло-бежевого песка (годовые ленты 84, 85, 87, 88 и 94). По всей вероятности, этот песок не был занесен ледниковыми водами, но принесен сюда, в древнюю долину Кунда, весенними талыми водами с близлежащей суши — с возвышенности Пандивере.

В диаграмме Пылула не отражаются первые прорывы вод Невского приледникового озера: мощность годовых лент 79 и 80 здесь не отличается от мощностей соседних годовых лент. Но годовая лента 111 представлена уже дренажной лентой мощностью 25 см. Второй дренажной лентой является годовая лента 176 мощностью 60 см. Годовые ленты между названными дренажными лентами (пачка г) характеризуются сравнительно толстыми лентами и тонкими зимними слоями. Летние слои часто песчаные или содержат песчаные прослойки мощностью до 2 см, верхняя поверхность которых карманообразная, неровная. Как уже отмечалось, эти прослойки песка образовались, вероятно, из материала, принесенного талыми водами с близлежащей суши.

Выше дренажной ленты 176 в разрезе Пылула (начиная с годовой ленты 183) мощность годовых лент разная, при этом значение песка вверх по профилю в летних слоях постепенно увеличивается, и последние летние слои состоят уже полностью из песка. Вероятно, образование этих песчаных летних слоев связано с новым продвижением ледника, о чем говорит также нарушение текстуры последних годовых лент. Дренажная лента 176 в профиле ленточных глин Пылула указывает на значительное изменение условий осадконакопления в озере и условий развития приледникового озера в это время (см. ниже). Как показывают диаграммы Поповки и Роостоя, геологические события 176 года в других частях Лужско-Пейпсического приледникового озера не отразились, как не отразился прорыв 79—80 годов в диаграмме Пылула. Поэтому можно думать, что на ту часть Лужско-Пейпсического приледникового озера, которая находилась в древней долине Кунда, оказывали влияние приледниковые озера, существовавшие северо-западнее Пылула, между возвышенностью Пандивере и краем ледника, а также местные условия таяния ледника.

На вопрос о том, почему события 176 года, происходившие в окрестностях Пылула, не нашли отражения в бассейне озера Пейпси, очень трудно дать ответ. Как уже указывалось, высота верхней поверхности толщи ленточных глин составляет в Пылула 63 м, в Роостоя — 39—40 м и в Поповке — около 14 м. Местонахождения ленточных глин Пылула и Роостоя расположены почти по простиранию тектонического поднятия, при этом ленточные глины в Роостоя, залегающие в направлении уменьшения интенсивности поднятия, находятся на 24 м ниже ленточных глин в Пылула. Роостоя и Поповка расположены на одной и той же изобазе поднятия, но ленточные глины в Поповке находятся на 25 м ниже, чем в Роостоя. В то же время характер ленточных глин в Поповке говорит об их образовании в мелководных условиях. Образование же ленточных глин в Пылула и Роостоя происходило в нормальных

глубоководных условиях, о чем свидетельствуют сравнительно большая мощность ясно различимых друг от друга годовых лент. Следовало бы ожидать обратного, т. е. там, где современный рельеф более низкий, приледниковое озеро должно иметь большую глубину, и в Поповке должны были бы образоваться годовые ленты нормальной мощности. Но так как фактически дело обстоит иначе, то необходимо полагать, что тектоническое поднятие в пределах Пейпсиской впадины характеризовалось локальными своеобразиями и интенсивностью. Этим мы не собираемся утверждать, что окрестность Роостоя поднялась на современную высоту непосредственно после таяния здесь ледника. Мы лишь хотим обратить внимание на то обстоятельство, что эта местность изучаемого района отличается вообще более интенсивным поднятием, о чем говорит и современная глубокая долина реки Роостоя. Так как Пылула и Роостоя располагаются в направлении изменения интенсивности поднятия, то было, вероятно, достаточно небольшого поднятия, чтобы повышение коренного рельефа у Пылулы привело в дальнейшем к изолированию части приледникового озера, находившейся в пределах древней долины Кунда, от остальной, большей части приледникового озера в Пейпсиской впадине.

Каков был уровень воды в Лужско-Пейпсиском приледниковом озере? Если исходить из точки зрения К. К. Маркова, т. е. считать, что воды Невского приледникового озера прорвались в Лужское приледниковое озеро, то уровень первого озера должен был быть выше уровня последнего. По данным К. К. Маркова, в месте прорыва у с. Копорье абсолютная высота дна долины достигает теперь 45 м. Из этого вытекает, что уровень Лужско-Пейпсиского приледникового озера не мог лежать значительно выше этой отметки. В крайнем случае максимальный уровень этого озера мог находиться на высоте не более 50 м, если учитывать, что абразионные уступы и береговые валы Лужского приледникового озера были обнаружены на высоте до 55 м. Если принять, что уровень Лужско-Пейпсиского приледникового озера достигал отметки примерно в 50 м, то глубина озера в Роостоя должна была быть немногим более 10 м. Как известно, ленточные глины могут образоваться при глубинах не менее 15 м. Из сказанного мы должны сделать два вывода: или окрестность Роостоя располагается на большей высоте, чем окрестность Ленинграда, которая приподнята, по К. К. Маркову, на 18,5—20 м, или же для образования ленточных глин не требуется таких глубин, какие мы в настоящее время считаем необходимыми для их формирования.

Среди годовых лент Лужско-Пейпсиского приледникового озера интерес представляет дренажная лента III, имеющая большую мощность — 65—80 см, а также большое площадное распространение, т. е. представляющая собой осадочное тело значительных размеров. В связи с этим возникает вопрос, могло ли столько материала переноситься через узкий прорыв в течение одного года из Невского приледникового озера на большую площадь Лужско-Пейпсиского приледникового озера, или же эта своеобразная годовая лента образовалась под влиянием деятельности комплекса различных процессов. Имея в виду нарушенную текстуру этого слоя, можно полагать, что эти нарушения обусловлены ледниковым напором на обычные годовые ленты. Но это неправдоподобно: если бы ледник продвинулся на годовые ленты, то следы напора проявились бы не только в годичной ленте III, но и в смежных годовых лентах, как это наблюдается в профиле Пылулы (см. рис. 3). С продвижением края ледника должен был бы измениться и общий режим осадконакопления (утолщение летних слоев, укрупнение зернисто-

сти и др.), но в данном случае характер годичных лент как до, так и после отложения дренажной ленты 111 был одинаковым и отражает сравнительно стабильные условия осадконакопления.

Эти устойчивые условия осадконакопления не позволяют объяснить образование годичной ленты 111 также понижением уровня Лужско-Пейпсиского приледникового озера или же его стеканием. Последним было бы легко объяснить образование песчанистых прослоек части слоя, а также текстур нарушения — они могли легко образоваться в мелководном озере при его промерзании зимой до дна. Хотя это объяснение и кажется правдоподобным, мы не имеем данных о том, каким образом в условиях стекания озера мог образоваться мощный слой глины и как после предполагаемого усыхания бассейна в нем сразу установились прежние глубина и режим приледникового озера.

Учитывая все то, что известно нам о строении годичной ленты 111, мы можем представить образование ее следующим образом. Вероятно, после прорыва у с. Копорье сток больших масс вод из Невского приледникового озера продолжался в течение ряда лет и при благоприятных климатических условиях не прекращался и в зимнее время. В условиях сильного движения вод в течение всего года при отложении материала не могли образоваться годичные ленты, в частности в нижней половине этого слоя, которая состоит из неслоистых или неяснослоистых супесей и суглинков. Позднее установились, вероятно, местные условия, при которых отлагались раздельно летние и зимние слои, но эти слои при более интенсивном движении воды в следующее лето дислоцировались и перемешались с новым осадком.

Автор провел также геохронологическое сопоставление ленточных глин северо-восточной части Эстонии с ленточными глинами смежных областей.

По М. Саурамо (Sauramo, 1928), эквицесса —1500 проходит через г. Выборг. По К. К. Маркову, ледник отступал от Ленинграда до Выборга в течение 350 лет, и, таким образом, эквицесса —1850 должна проходить через Ленинград (по летосчислению М. Саурамо). Другими словами, в окрестностях Ленинграда край ледника стоял перед глинтом 12 160 лет назад от н. э.

Полученные М. Саурамо данные о ленточных глинах были переданы им Г. де Гееру. При изучении этих материалов последний (De Geer, 1930) пришел к заключению, что в окрестностях Ленинграда (Мало-Лаврики) проходит эквицесса —3162 шведской шкалы, что по общему летосчислению де Геера соответствует 11850 году до нашей эры.

По К. К. Маркову (1931б), через Мало-Лаврики проходит нулевая эквицесса (—3162 по шведской шкале) Невского приледникового озера. Если последнюю продлить через местонахождения ленточных глин в окрестностях городов Луга и Кингисепп до впадины Пейпсиского озера, то она протянулась бы, по имеющимся сейчас данным, дугообразно к озеру Пейпси примерно до линии г. Муствэ.

Суммируя все изложенное выше, можно сказать, что дренажная лента 111 года, по местному летосчислению, образовалась около 14 010 лет назад по летосчислению М. Саурамо (12160—111 + 1960) и по геохронологической шкале Г. де Геера — около 13 710 лет назад (11860 — 111 + 1960).

В заключение необходимо отметить, что в настоящей статье вопросы геологии и геохронологии ленточных глин приледниковых озер Северо-Восточной Эстонии далеко еще не разрешены. Их не разрешит изучение только данной территории, так как позднеледниковые приледниковые

озера существовали не только на северо-востоке Эстонии. Более достоверные выводы можно сделать относительно позднеледниковых ленточных глин как изученной области, так и всей территории Эстонии, если учесть и крупные залежи ленточных глин Западной Эстонии, сопоставив их геохронологически с ленточными глинами Швеции.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

ЛИТЕРАТУРА

- Марков К. К. 1931а. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Глав. геол.-развед. упр. НКГЛ СССР, вып. 117.
- Марков К. К. 1931б. Геохронологические исследования в Карельской АССР и Ленинградской области. Природа, № 4.
- De Geer, G. 1930. The finiglacial subepoch in Sweden, Finland and the New World. Geogr. Ann., Bd. 12, B. 2—3.
- Hausen, H. 1913а. Materialien zur Kenntnis der Pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, Nr. 2.
- Hausen, H. 1913б. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34, Nr. 3.
- Luha, A. 1946. Eesti NSV maavarad. Rakendusgeoloogiline kokkuvõtlik ülevaade. Tartu, «Teaduslik Kirjandus».
- Orviku, K. 1935. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. Geol. Inst. toim., nr. 47.
- Sauramo, M. 1925. Über die Bändertone in den Ostbaltischen Ländern vom geochronologischen Standpunkt. Fennia, 45, Nr. 6.
- Sauramo, M. 1928. Über die spätglazialen Niveaushchiebungen in Nordkarelien, Finland. Bull. Comm. Geol. de Finlande, Nr. 80.
- Õpik, A. ja Laasi, A. 1937. Läänemaa geoloogia. Geol. Inst. toim., nr. 51.

KIRDE-EESTI VIIRSAVIDE GEOKRONOLOOGIA

E. RÄHNI

Resümee

Eesti territooriumil, eriti Madal-Eestis, leidub paljudes kohtades viirsavisid. Geokronoloogia seisukohalt on nad senini uurimata.

Viirsavilasundid jäävad Eestis suures ulatuses allapoole põhjaveepinda ja neist saab varvide lugemiseks profiile ainult vastava puuriga (kasutatud Kirde-Eesti savide uurimisel). Artiklis iseloomustatakse Kirde-Eesti viirsavisid (joon. 1) kolme profiili põhjal (vt. diagrammid joon. 6).

Põlula 7,3 paksusega viirsavid jagunevad peamiselt vastavalt suve- ja talvikihtide paksusele 5 rühmaks, kusjuures võib eraldada 211 aastavarvi. Eraldi tuleb esile tõsta 111. varvi, mis on dreanaaž- ehk ülevooluvarv, paksusega kuni 25 cm, samuti 176. varvi, mille paksus on 50—60 cm (joon. 2 ja 3).

Roostoja 8 m paksusega viirsavid jagunevad 4 rühmaks 249. varviga. Dreanaažvarvidena esinevad siin 79. ja 111. varv, paksusega vastavalt 33 cm ja 65 cm (joon. 4).

Popovkal esineb moreenil kuni 3,5 m paksune viirsavide lasund, mille varvid on õhukesed ja profiili ülemises osas rikutud (joon. 5). Üldse on siin eraldatud 366 varvi, mis on jaotatud kolme rühma. Ka siin esineb ülevooluvarve (neli), kuid nende paksus ei ületa 15 cm (joon. 6).

Kõrvutades Kirde-Eesti viirsavide diagramme (joon. 6) Luuga basseini viirsavide diagrammidega (Марков, 1931a), näeme kohati nende head kattuvust, eriti 111. ülevooluarvi põhjal. Sellest võib järeldada, et Luuga bassein ja Peipsi nõgu moodustasid ühtse Luuga-Peipsi jääpaisjärve (joon. 7), kus valitsesid ühesugused settimistingimused.

Mainitud jääpaisjärves, praeguse Peipsi nõo põhjaosas, ja Kingissepast põhja pool esines viirsavide tekkimiseks sobiv vee sügavus, millest kõnelevad selgesti väljakujunenud ja küllaltki paksud varvid. Popovka ümbruses oli aga vee sügavus tõenäoliselt väike, millele viitavad näiteks katkendlikud talvekihid. Ka ei kajastu siin eriti selgelt 111. ülevooluarv, rääkimata 79. dreanažvarvist.

Kui lähtuda K. Markovi seisukohast, mille järgi Neeva jääpaisjärve veed Luuga-Peipsi jääpaisjärve valgusid, pidi esimese veepind olema teisest kõrgem. Arvestades Koporje ümbruses asuva ülevoolukoha tänapäevast kõrgust (45 m), võis Luuga—Narva jääpaisjärve veepinna kõrgus samal samakerkejoonel (isobaasil) olla maksimaalselt 50 m. Sellest kõrgusest lähtudes võis Roostoja kohal vee sügavus varvide settimise ajal olla maksimaalselt 10 m. Kuna aga viirsavide tekkimiseks pidi vee sügavus olema vähemalt 15 m, siis tuleb arvata, et Roostoja ümbrus on jääpaisjärve esinemisajast peale kerkinud rohkem kui Leningradi ümbrus, või on viirsavide tekkimine võimalik väiksemas sügavuses.

Arvestades 111. varvi suurt paksust ja suurt maa-alalist levikut, võib oletada, et ta ei ole tekkinud ühe vaid mitme aasta jooksul.

Püüdes Kirde-Eesti viirsavisid naaberaladega geokronoloogiliselt konnekteerida, jõuame järgmisele järeldusele. Arvestades De Geeri, M. Sauramo ja K. Markovi andmeid Väike-Lavriki (Leningradi ümbrus) varvide vanusest, võib arvata, et Luuga-Peipsi jääpaisjärve 111. dreanažvarv tekkis M. Sauramo dateeringu alusel umbes 14 010 aastat tagasi ja De Geeri järgi 13 710 aastat tagasi, seega umbes 14 000 aastat tagasi.

Viirsavide geoloogia ja geokronoloogia uurimine Eestis jätkub. Neid uurimisi kavatakse laiendada eriti Lääne-Eestis, kus esineb rohkesti viirsavilasundeid, millede tundmaõppimine peaks võimaldama konnekteerida neid Rootsi viirsavidega.

ON THE GEOCHRONOLOGY OF NORTHEAST-ESTONIAN VARVED CLAYS

E. RÄHNI

Summary

On Estonian territory, and in the lowlands in particular, varved clay is found in a great number of places. From the viewpoint of geochronology, they have not been studied as yet.

In Estonia the majority of varved clay deposits lie under the ground water surface, and profiles for counting varves can only be obtained with the help of a corresponding drill, which was used for the study of Northeast-Estonian clays. The author describes the Estonian varved clays (fig. 1) according to the data obtained in three profiles (cf. diagrams in fig. 6).

The varved clays of Põlula, having a thickness of 7.3 m, are divided into 5 groups according to the thicknesses of the summer and winter varves, a total of 211 year-varves being distinguishable. Special attention has to be drawn to the 111th varve, represented by a drainage or overflow varve attaining a thickness of 25 cm, and to the 176th varve, with a thickness of 50—60 cm (figs. 2 and 3).

The varved clays of Roostoja, attaining a thickness of 8 m, are divided into 4 groups, with 249 varves. The drainage varves are represented here by the 79th varve, and overflow varves — by the 111th varve, with respective thicknesses of 33 and 65 cm (fig. 4).

Popovka is situated on a till, and the varves of the 3.5-metre-thick clay deposit are thin and destroyed in the upper part of the profile (fig. 5). There are altogether 366 varves here, which are divided into three groups. There are some overflow varves (four in number) here as well, but their thickness does not exceed 15 cm (fig. 6).

Comparing the diagrams of Northeast-Estonian varved clays (fig. 6) with those of the Luga basin (Markov, 1931a, fig. 23), in a number of places good correlations can be stated, and that on the basis of the 111th varve in particular. Hence it can be concluded that identical sedimental conditions prevailed in Luga and Peipsi basins, and that they together formed an ice-dam lake (fig. 7).

In the northern part of the Peipsi basin and in the north of Kingissepp, integral parts of the above-mentioned ice-dam lake, there prevailed a depth of water suitable for the formation of varved clays, proof of which are clearly shaped and rather thick varves; in the environments of Popovka, however, the water was rather shallow, and therefore the winter varves are interrupted, etc. Neither do we find here a clearly defined 111th overflow varve, not to speak of the 79th drainage varve.

If we proceed from K. Markov's statement that the water of the Neva ice-dam lake used to flow into the Luga—Peipsi ice-dam lake, the water level of the former had to be considerably higher than that of the latter. Considering the contemporary height of the watershed site at Koporye, which is at a level of 45 m, the water level of the Luga—Neva ice-dam lake could have been 50 m at the utmost. Taking into account of this height, the depth of the water at Roostoja during the deposition of varved clays must have been 10 m at least. But, as the depth needed for a formation of varved clays ought to be at least 15 m, we are led to assume that since the existence of the ice-dam lake the environments of Roostoja have been subjected to an uplift to a greater extent than the environments

of Leningrad, or that varved clay could have been formed at a lesser depth.

Considering the great thickness of the 111th varve as well as the wide area of its distribution, we may suppose that it was not formed during one year, but in the course of several years.

Trying to connect the Northeast-Estonian varved clays geochronologically with those of the neighbouring regions, we come to the following conclusions:

Considering the data on the age of the varves of Malye-Lavriki (in the environs of Leningrad) presented by De Geer, M. Sauramo and K. Markov, it could be assumed that the 111th varve of the Luga—Peipsi ice-dam lake was formed about 14 010 years ago according to M. Sauramo, and 13 710 years ago according to De Geer — thus, in keeping with both statements — 14 000 years hence.

The studies of the geology and geochronology of clays are being carried on in Estonia, and they will be extended to West-Estonia in particular, where varved clay deposits are especially numerous. Further researches into these deposits will probably allow us to connect them with the varved clays of Sweden.

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

РАЗРЕЗЫ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ У ХАЛЬЯЛА И ВЫРУ

Р. П. МЯННИЛЬ, Р. О. ПИРРУС

Позднеледниковые отложения на территории Эстонской ССР изучены пока еще слабо. Первые работы в этой области, в которых рассматривались вопросы стратиграфии отложений древнего озера Кунда, были опубликованы П. Томсоном (Thomson, 1929, 1935). Приведенный им материал служит до сих пор основой для расчленения позднеледниковых отложений Эстонии. Самые древние отложения, палинологически изученные П. Томсоном в Кунда, имеют возраст аллерёда. Впоследствии разрез Кунда изучался еще Г. Н. Лисицыной (1958). Приведенные ею данные в общих чертах согласуются с результатами П. Томсона.

Наряду с другими вопросами геологии голоцена Эстонии в работах Ю. Аболкалнса (1959), К. Вебера (Veber, 1960, 1961), Рэет Мянниль (Reet Männil, 1961), Е. Цирна и Р. Пиррус (Zirna, Pirrus, 1961), Р. Пиррус (1963) и др. затрагиваются и вопросы об аллерёдских и дриасовых отложениях.

В настоящей статье изложены результаты палинологического изучения двух разрезов позднеледниковых отложений, из которых один (Хальяла) находится в Северной, другой (Выру) — в Южной Эстонии. В обоих местах позднеледниковые отложения были вскрыты авторами с помощью болотного бура.

Разрез Хальяла. Скважина расположена в Северной Эстонии, в 1,5 км к юго-востоку от населенного пункта Хальяла. Здесь, в древней долине Хальяла, распространяются позднеледниковые глинистые отложения, покрытые голоценовыми озерными и болотными отложениями.

На основании спорово-пыльцевого анализа в разрезе можно выделить три комплекса отложений, характеризующихся определенным спорово-пыльцевым составом и литологическими особенностями слагающих пород.

Самый нижний комплекс отложений (интервал 5,98—8,50 м) представлен серыми алевритистыми глинами и глинистыми алевритами, которые имеют на глубине 6,80—8,50 м слоистое строение, напоминающее текстуру ленточных глин. В интервале 5,98—6,80 м эти отложения содержат прослой темно-серого цвета. Наиболее отчетливый такой прослой наблюдается на глубине 6,30 м. Темная окраска этих прослоев, вероятно, обусловлена наличием органического вещества. Единичные макроостатки растений встречаются лишь на глубине 7,65 м.

Палинологически этот комплекс отложений характеризуется преобладанием пыльцы древесных пород, которая достигает максимума на глубине 6,30 м (рис. 1). Пыльца травянистых растений присутствует в количестве 5—29% и споры — в основном в пределах 10—29%. Минимум распространения пыльцы травянистых растений наблюдается на глубине 6,30 м.

Среди пыльцы древесных пород господствуют *Pinus* и *Betula*. Пыльца *Picea* встречается на протяжении всего этого комплекса отложений. Начиная с глубины 7,65 м содержание ее непрерывно увеличивается и достигает максимума на глубине 6,30—6,45 м. Кривая пыльцы *Alnus* в общем одинакова с кривой *Picea*. Пыльца *Corylus* встречается в ничтожно малом количестве, достигая только в верхней части описываемого комплекса 6%. Среди пыльцы холодолюбивых представителей кустарников пыльца *Salix* почти отсутствует, а пыльца *Betula nana* наблюдается в значительных количествах только в самой нижней части разреза.

В распространении пыльцы травянистых растений в нижней части описываемого комплекса отложений трудно установить какую-либо закономерность. В самой верхней части содержание пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae* резко уменьшается и господствующей становится пыльца *Gramineae* и разнотравья. Только в одном образце (табл. 1) обнаружена пыльца ксерофитного растения *Ephedra* (Гричук, 1954).

Среди спор, кроме *Bryales*, встречаются споры *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae* и *Sphagnales*, общее количество которых увеличивается вверх по разрезу описываемого комплекса отложений.

Итак, для нижнего комплекса отложений в общем характерен спорово-пыльцевой состав лесного типа. Значительное преобладание пыльцы древесных пород, максимум пыльцы ели, очень незначительное содержание пыльцы холодолюбивых представителей кустарников *Betula nana* и *Salix*, значительное уменьшение содержания пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, присутствие в довольно большом количестве спор, характерных для спорово-пыльцевого спектра лесного типа — *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, *Sphagnales*, — подтверждают, что наиболее благоприятные климатические условия и значительное облесение окрестностей приходится на время накопления самой верхней части нижнего комплекса отложений. И в низах этого комплекса также преобладает пыльца древесных пород, но пыльца *Betula nana* и травянистых встречается здесь в большем количестве, чем вверх по разрезу (рис. 1). Содержание пыльцы и спор в этой части разреза сравнительно низкое. Чтобы получить необходимое для вычисления процентных соотношений минимальное количество пыльцы и спор, они определялись в 10—20 препаратах, в то время как для образцов, взятых из других мест разреза, определялось максимально 5 препаратов.

Таким образом, можно полагать, что во время накопления отложений самой нижней части разреза существовали несколько более суровые климатические условия, чем в более поздний период.

Вышележащий комплекс отложений (интервал 3,80—5,98 м) представлен алевритистыми глинами зеленовато-серого цвета с остатками зеленых мхов. Наиболее обогащенные мхами тонкие прослои наблюдаются на глубинах 3,95—4,00; 4,10—4,15; 4,20—4,30; 4,96—4,98; 5,04—5,06; 5,12—5,15; 5,20—5,25 и 5,90—5,95 м.

Палинологически этот комплекс отложений характеризуется резким повышением кривой пыльцы травянистых растений. Пыльца древесных пород встречается здесь в количестве 30—52% и споры — 13—34%.

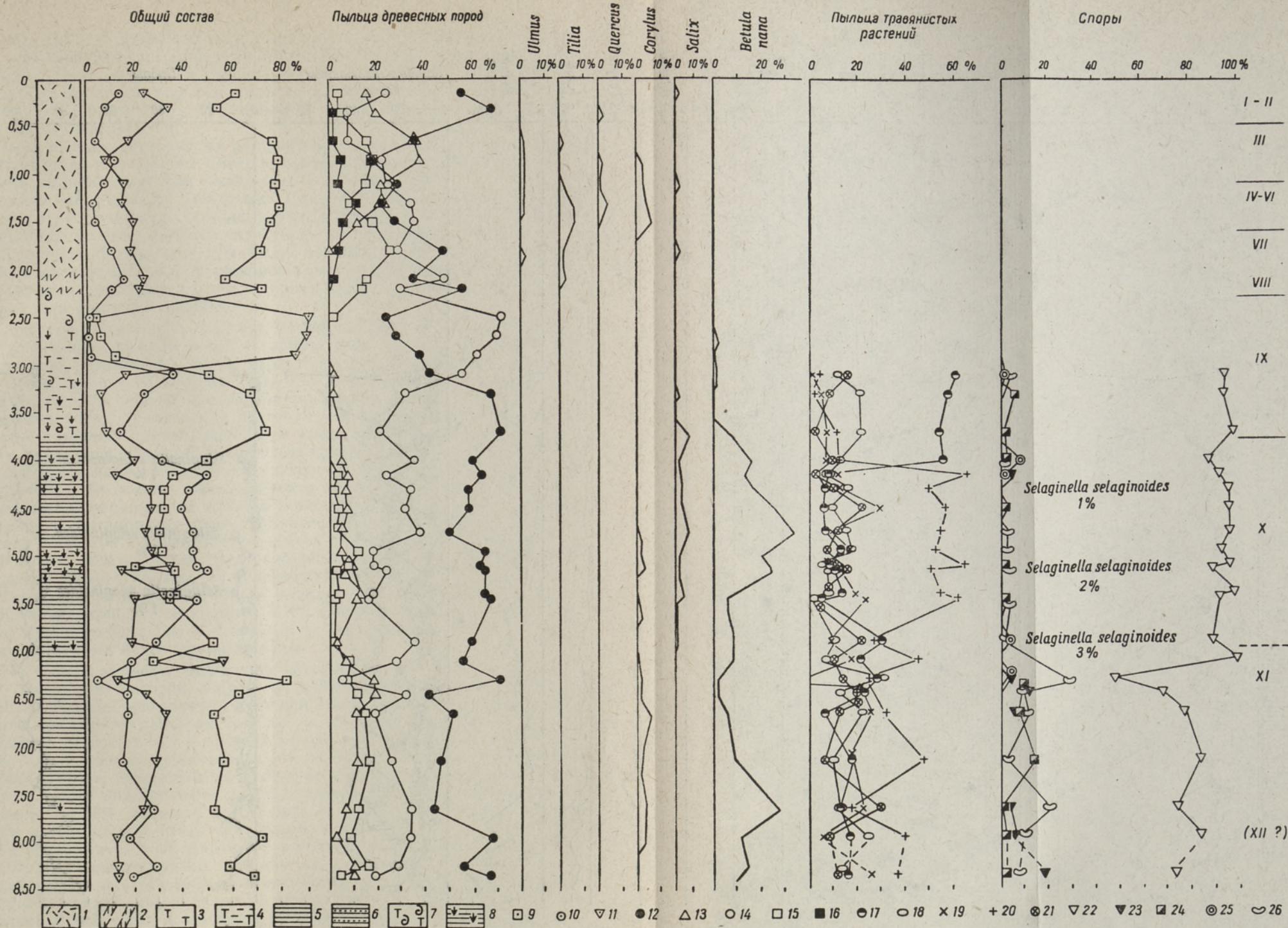


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Хальяля. Анализы Р. О. Пиррус. 1 — низинный торф; 2 — торфяной ил; 3 — озерная известь; 4 — глинистая озерная известь и известковистая глина; 5 — глина, алевритистая глина и глинистый алеврит; 6 — глина с прослойками песка; 7 — субфоссильные моллюски (в озерной извести); 8 — растительные остатки (в алевритистых глинах); 9 — пыльца древесных пород; 10 — пыльца травянистых растений; 11 — споры; 12 — сосна; 13 — ель; 14 — береза; 15 — ольха; 16 — широколиственные; 17 — *Gramineae*; 18 — *Cyperaceae*; 19 — *Chenopodiaceae*; 20 — *Artemisia*; 21 — разнотравье; 22 — *Bryales*; 23 — *Sphagnales*; 24 — *Lycopodiaceae*; 25 — *Equisetaceae*; 26 — *Polypodiaceae*.

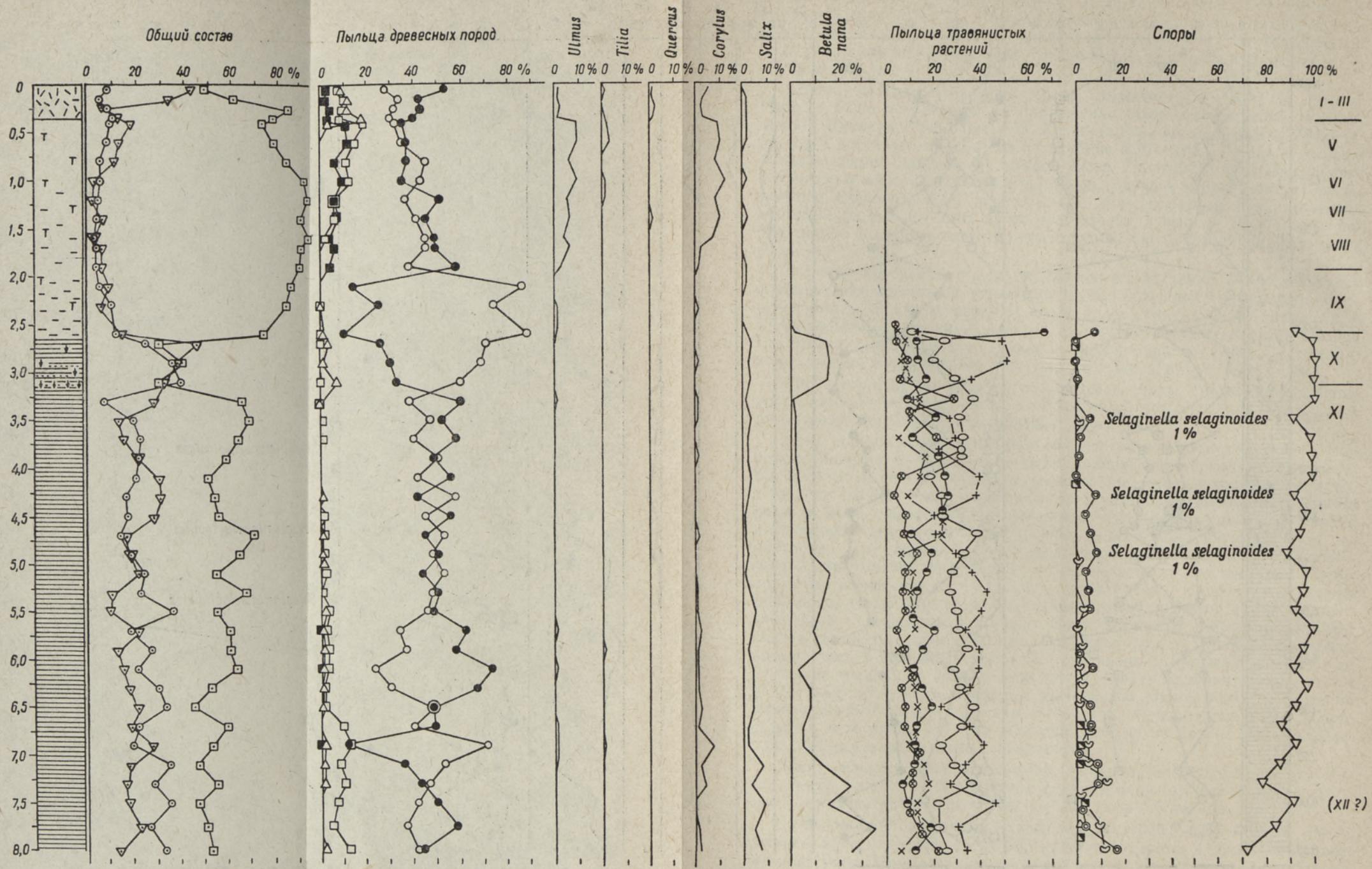


Рис. 2. Спорво-пыльцевая диаграмма разреза Выру. Анализы Р. П. Мянниль. Условные обозначения см. на рис. 1.

Среди пыльцы древесных пород преобладает *Pinus*. *Betula* представлена довольно большим количеством пыльцы. Пыльца *Picea* мало, лишь в нижней части комплекса она составляет 13% (как бы продолжение максимума ее, отмечающегося в нижележащем комплексе отложений). Пыльца *Salix* присутствует постоянно (1—6%). Кривая пыльцы *Betula nana* сильно повышается.

Среди пыльцы травянистых растений полностью преобладает пыльца рода *Artemisa* и семейства *Chenopodiaceae*. Во многих образцах обнаружена пыльца *Hippophae rhamnoides* и *Ephedra* (табл. 1).

Споры *Polypodiaceae*, *Sphagnales*, *Lycopodiaceae* встречаются в очень небольших количествах. Наблюдаются единичные споры *Selaginella selaginoides*, наличие которых характерно для холодного климата.

Спорово-пыльцевые спектры этого комплекса отложений в значительной мере отличаются от спектров ниже- и вышележащего комплексов. По всем признакам леса в то время были мало распространены и климат был довольно суровым.

Описанные отложения покрыты глинистой озерной известью, озерной известью, торфяным илом и торфом (рис. 1). Спорово-пыльцевой состав этих отложений в целом характерен для времени распространения лесов, и лишь на глубине 2,50—3,10 м в общем составе пыльцы и спор отмечается сильное повышение содержания спор. Состав пыльцы древесных пород, травянистых растений и кустарников на той же глубине не позволяет сделать вывода об уменьшении распространения лесов и ухудшении климата. Повышение кривой *Bryales*, вероятно, было вызвано причинами локального характера. В пользу этого говорит и тот факт, что в скважинах, находящихся в непосредственном соседстве с описываемой, наблюдается прослой гипнового торфа, который по своему залеганию соответствует слою, палинологически изученному в описываемой скважине и характеризующемуся обилием спор *Bryales*.

Разрез Выру. Скважина пробурена на окраине города Выру, в пределах древней долины, на северо-западном берегу оз. Тамула.

Также и в этом разрезе можно выделить три комплекса отложений. Нижний комплекс (интервал 3,25—8,00 м) представлен глинами, внизу серовато-бежевого и бежевого, а сверху серого цвета с отдельными прослоями более темной окраски.

По всему комплексу отложений преобладает пыльца древесных пород, количество которой кверху в общем несколько увеличивается (рис. 2). Пыльца травянистых растений в низах комплекса присутствует в довольно значительном количестве — 19—35%. В верхней части содержание ее составляет 7—24% и только на глубине 5,50 м достигает 36%. Среди пыльцы древесных пород по всему комплексу преобладает *Betula* и *Pinus*, процентное соотношение которых не является постоянным. В самой нижней части разреза пыльца *Alnus* представлена в количестве 5—13%, а кверху содержание ее уменьшается до 3%. Пыльца *Picea* встречается в очень небольшом количестве. В незначительной мере присутствует и пыльца широколиственных (*Ulmus*, *Tilia*) и *Corylus*; содержание последней доходит на глубине 6,90 м даже до 7%. Пыльца *Salix* присутствует по всему комплексу в количестве 1—4%, а в самой нижней части разреза содержание ее повышается до 9%. Пыльца *Betula nana* встречается в нижней части комплекса в количестве 13—25%. Содержание пыльцы *Betula nana* кверху значительно уменьшается.

Среди пыльцы травянистых растений господствует пыльца *Artemisa* и *Cyperaceae*. В самой верхней части комплекса преобладает пыльца *Cyperaceae* и поднимается кривая разнотравья.

Результаты спорово-пыльцевого

Состав пыльцы и спор	Содержание пыльцы и спор в образцах														
	0,15	0,25—0,28	0,63—0,65	0,85—0,88	1,10—1,13	1,30—1,33	1,50—1,53	1,80	2,10	2,20	2,50	2,70	2,90	3,10	3,30
Общий состав пыльцы															
Пыльца древесных пород и кустарников	61	56	78	80	78	80	76	71	60	70	4	5	11	49	68
Пыльца травянистых растений	15	8	4	12	8	5	4	11	16	8	1	<1	2	35	24
Споры	24	36	18	8	14	15	20	18	24	22	95	95	87	16	8
Пыльца древесных пород															
<i>Pinus</i>	56	68	36	18	28	22	28	49	35	56	24	29	38	42	67
<i>Picea</i>	16	20	36	39	23	22	11	1	—	—	—	—	—	2	2
<i>Betula</i>	24	7	8	21	26	34	36	19	47	30	74	71	62	56	31
<i>Alnus</i>	4	5	17	18	17	10	18	27	16	14	2	—	—	<1	—
<i>Carpinus</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ulmus</i>	—	—	1	2	2	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—
<i>Tilia</i>	—	—	2	—	3	6	6	1	2	—	—	—	—	—	—
<i>Quercus</i>	—	2	—	2	—	4	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Corylus</i>	—	—	—	2	2	4	5	—	—	—	—	—	—	—	<1
<i>Salix</i>	2	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	<1	1
<i>Betula nana</i>	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	—	—	2	1	1	<1
Пыльца травянистых															
<i>Gramineae</i>	24*	12*	6*	24*	12*	2*	1*	20*	6*	4*	18*	7*	10*	62	58
<i>Cyperaceae</i>	4*	8*	—	2*	8*	2*	4*	4*	16*	6*	2*	—	—	12	22
<i>Chenopodiaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	6
<i>Artemisia</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	4
Пыльца															
<i>Ephedra</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Urticaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Caryophyllaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1*	1	—
<i>Polygonaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ranunculaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	2*	2*	—	—	—	—	—	2
<i>Thalictrum</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
<i>Rosaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Leguminosae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cruciferae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>Ericaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>Compositae</i>	2*	2*	—	—	—	2*	—	—	—	—	—	—	—	—	4
<i>Umbelliferae</i>	—	2*	—	2*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Labiatae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>Hippophae rhamnoides</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5
<i>Helianthemum?</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Myrica gale?</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Varia</i>	—	6*	—	2*	—	—	—	2*	—	—	—	—	—	—	3
Водные растения	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2*	—	—	—	—	2
<i>Myriophyllum?</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Typhaceae</i>	—	—	—	2*	—	—	1*	2*	4*	—	4*	—	2*	—	2
Споры															
<i>Bryales</i>	30*	50*	4*	6*	18*	8*	7*	14*	12*	22*	1900*	2000*	800*	95	94
<i>Sphagnales</i>	2*	—	2*	2*	—	2*	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Lycopodiaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	2*	—	—	—	—	—	—	6
<i>Selaginella</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>selaginoides</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Equisetaceae</i>	—	—	2*	—	—	—	—	2*	—	2*	12*	—	—	—	2
<i>Polypodiaceae</i>	8*	78*	14*	12*	20*	10*	20*	32*	28*	8*	2*	1*	6*	3	—

Примечание. Цифры со звездочкой означают количество зерен пыльцы и пыльцы древесных пород.

(%), взятых с глубины (м)

3,70—3,75	3,95—4,00	4,10—4,15	4,30—4,35	4,45—4,50	4,70—4,75	4,95—5,00	5,07—5,13	5,13—5,16	5,37—5,40	5,42—5,48	5,90—5,95	6,10—6,16	6,30	6,40—6,45	6,65—6,70	7,15—7,20	7,65—7,70	7,90—8,00	8,20—8,25	8,30—8,35
и спор																				
78	48	37	31	32	30	30	21	37	35	33	52	27	83	62	52	57	54	73	59	68
13	32	50	42	40	45	43	45	50	34	47	30	18	5	15	16	14	26	17	29	19
9	20	13	27	28	25	27	34	13	31	20	18	55	12	23	32	29	23	10	12	13
и кустарников																				
73	60	65	58	59	50	65	64	65	66	68	60	57	72	41	52	47	44	68	56	67
5	5	8	6	6	6	5	9	7	14	13	2	7	17	17	12	11	8	2	10	10
22	35	23	33	31	39	18	18	24	17	15	36	28	6	33	19	25	34	23	28	19
—	—	4	3	4	5	11	9	4	2	4	2	8	5	9	17	17	13	7	16	4
—	—	—	—	<1	—	1	—	—	—	—	<1	—	<1	<1	<1	<1	—	—	—	—
—	—	<1	—	<1	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	—	—
—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	—	—
—	—	<1	—	<1	—	—	—	<1	<1	1	<1	—	—	—	—	—	<1	—	—	—
7	2	3	2	3	6	5	2	2	3	1	1	<1	1	<1	1	6	2	4	3	—
7	16	14	16	26	35	21	24	24	8	6	8	8	2	2	6	9	28	12	14	10
растений																				
54	56	10	10	7	7	13	9	10	14	5	31	22	30	23	8	—	14	17	4*	16
24	12	11	17	9	16	19	7	10	7	3	10	7	30	14	24	18	14	26	—	12
8	7	10	13	15	10	8	9	14	20	23	9	18	—	21	24	18	22	7	9*	25
12	13	65	49	57	55	53	65	51	55	62	29	46	26	19	33	48	18	40	7*	36
разнотравья																				
—	1	—	—	—	<1	—	—	<1	2	<1	—	1	—	2	—	—	—	—	—	—
—	—	<1	—	—	<1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	1	<1	3	<1	1	1	7	4	1	3	1	1	—	—	—	3	2	2	—	—
—	—	—	2	2	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—
—	—	1	2	2	3	1	1	1	—	2	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—
—	—	—	1	2	3	<1	—	—	1	<1	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	1	1	<1	2	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	<1	1	—	—	1	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	1	1	1	—	<1	1	<1	—	<1	—	<1	1	12	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	8	<1	—	—	—	—	—	—	—	<1	5	1	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2	—	7	9	8	6	—	1*	—
—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3*	2
—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	3	—	2	2	—	—	12	5	1*	9
—	—	—	<1	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4	—	—	—
98	88	93	97	97	97	93	97	91	99	93	89	99	48	68	77	83	74	83	8*	73
—	—	5	<1	<1	—	—	—	1	—	1	1	<1	4	12	6	—	4	5	1*	19
2	2	—	1	2	1	1	1	2	—	2	—	—	12	10	7	14	2	2	2*	3
—	—	—	<1	—	—	—	—	2	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	8	2	—	—	1	4	—	—	—	—	1	4	<1	4	—	—	—	—	—	—
—	2	—	<1	<1	1	2	2	3	1	3	3	—	32	10	10	3	20	10	1*	5

спор в образце. Процент пыльцы *Salix*, *Betula nana* и *Corylus* вычислен от суммы

Результаты спорово-пыльцевого

Состав пыльцы и спор	Содержание пыльцы и спор																	
	0,05	0,15	0,25	0,35	0,40	0,60	0,80	1,00	1,20	1,40	1,60	1,70	1,90	2,10	2,30	2,60	2,70	2,90
Общий состав																		
Пыльца древесных пород и кустарников	49	61	85	78	73	79	84	92	94	91	94	91	90	86	84	74	30	39
Пыльца травянистых растений	8	5	8	10	9	8	5	5	4	4	3	4	4	5	10	12	24	25
Споры	43	34	7	12	18	13	11	3	2	5	3	5	6	9	6	14	46	36
Пыльца древесных пород																		
<i>Pinus</i>	53	42	43	40	35	37	37	35	51	45	49	49	58	14	25	10	26	30
<i>Picea</i>	9	12	12	18	3	—	<1	<1	<1	<1	—	<1	<1	—	1	1	3	1
<i>Betula</i>	28	34	32	30	32	36	45	43	37	41	45	45	38	86	74	88	71	69
<i>Alnus</i>	8	10	9	9	19	15	11	12	6	6	2	—	—	—	<1	<1	<1	—
<i>Carpinus</i>	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ulmus</i>	1	<1	2	<1	9	9	6	9	5	6	4	6	3	—	<1	<1	—	—
<i>Tilia</i>	<1	—	—	<1	2	3	—	<1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Quercus</i>	<1	<1	2	1	—	—	—	—	1	—	—	<1	—	—	—	—	—	—
<i>Corylus</i>	5	2	2	3	9	10	8	12	8	10	7	2	1	—	—	—	—	<1
<i>Salix</i>	—	<1	1	1	<1	<1	—	1	—	2	—	—	<1	<1	1	2	3	2
<i>Betula nana</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	—	1	15	16
Пыльца травянистых																		
<i>Gramineae</i>	10*	17*	15*	15*	19*	9*	10*	11*	9*	7*	5*	3*	2*	6*	15*	67	13	14
<i>Cyperaceae</i>	21*	9*	6*	15*	13*	15*	4*	1*	1*	2*	—	4*	6*	2*	4*	11	25	20
<i>Chenopodiaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1*	2*	5	8	7
<i>Artemisia</i>	1*	—	—	—	—	1*	—	—	1*	2*	2*	1*	3*	3*	8*	13	49	51
Пыльца																		
<i>Ephedra</i>	—	—	—	—	—	—	—	1*	—	1*	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Urticaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	<1
<i>Caryophyllaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1
<i>Polygonaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	<1	<1
<i>Ranunculaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1
<i>Thalictrum</i>	—	—	—	—	—	1*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1
<i>Rosaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Leguminosae</i>	—	—	—	—	—	—	1*	—	—	1*	—	1*	—	—	1*	—	—	—
<i>Myriophyllum</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cruciferae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ericaceae</i>	—	1*	—	1*	—	—	—	—	—	—	—	1*	—	—	—	—	—	—
<i>Compositae</i>	—	—	—	1*	—	—	—	1*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Umbelliferae</i>	—	2*	—	1*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Labiatae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	<1
<i>Hippophae rhamnoides</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Varia</i>	—	4*	3*	—	—	1*	1*	—	—	—	—	—	—	1*	—	—	2	5
Водные растения																		
<i>Typhaceae</i>	1*	—	—	—	1*	—	—	—	—	—	—	1*	—	1*	—	—	—	—
<i>Alisma</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	1
Споры																		
<i>Bryales</i>	75	53	7*	28*	96*	46*	33*	7*	2*	10*	4*	2*	4*	15*	16*	92	99	100
<i>Sphagnales</i>	3	4	3*	—	—	—	—	—	1*	—	—	—	1*	1*	—	—	—	—
<i>Lycopodiaceae</i>	<1	—	—	1*	1*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—
<i>Selaginella selaginoides</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Equisetaceae</i>	4	3	2*	1*	—	—	—	1*	—	—	—	—	1*	—	—	8	<1	<1
<i>Polypodiaceae</i>	17	40	10*	9*	3*	2*	4*	2*	3*	5*	4*	11*	11*	11*	4*	—	—	—

Примечание. Цифры со звездочкой означают количество зерен пыльцы и пыльцы древесных пород.

в образцах (%), взятых с глубины (м)																														
3,10	3,30	3,50	3,70	3,90	4,10	4,30	4,50	4,70	4,90	5,10	5,30	5,50	5,70	5,90	6,10	6,30	6,50	6,70	6,90	7,10	7,30	7,50	7,75	8,00						
пыльцы и спор																														
30	65	68	63	58	50	53	55	70	64	54	67	54	60	60	63	52	45	59	53	47	55	47	51	53						
39	7	13	22	21	20	16	17	14	18	24	22	36	18	27	21	30	33	22	19	35	28	35	26	33						
31	28	13	15	21	30	31	28	16	18	22	11	10	22	13	16	18	22	19	28	18	17	18	23	14						
и кустарников																														
33	60	52	58	49	56	41	56	45	50	44	50	48	62	58	73	67	48	49	12	36	43	50	58	44						
7	<1	<1	<1	<1	<1	1	—	1	1	<1	—	2	1	2	1	1	1	<1	2	2	1	<1	<1	2						
60	38	47	40	50	42	58	43	53	48	53	49	47	34	37	23	30	48	40	71	53	46	42	37	42						
<1	<1	1	1	<1	<1	—	—	1	1	2	1	3	2	3	3	2	2	10	13	8	10	7	5	12						
—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	<1	—	—	<1	<1	—	—	—	<1	—						
—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
—	<1	<1	—	1	—	—	—	1	—	<1	<1	<1	2	1	1	1	2	1	7	2	4	—	1	2						
3	1	3	2	2	3	2	1	1	2	1	3	5	3	2	4	4	4	2	2	8	3	9	5	8						
15	1	2	2	2	3	4	7	7	8	16	14	12	9	12	3	8	8	5	5	13	25	15	35	25						
растений																														
17	11	21	21	22	23	26	24	10	18	17	13	8	20	15	12	15	19	13	11	12	7	9	19	12						
30	47	31	33	32	18	25	24	37	33	28	27	30	30	34	28	31	37	32	23	29	36	22	22	26						
10	18	10	6	16	15	9	24	23	6	11	11	11	12	5	10	12	13	12	10	15	18	13	14	6						
36	14	28	29	23	39	38	20	21	31	35	42	40	33	39	39	35	23	35	41	33	27	46	30	34						
разнотравья																														
—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	<1	—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—						
1	—	—	3	1	—	1	—	—	—	1	2	—	—	<1	—	—	—	1	—	3	<1	—	<1	—						
<1	—	—	—	—	—	—	—	2	1	—	<1	<1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	<1	—	—						
<1	4	2	—	1	—	—	—	2	1	—	<1	<1	—	—	—	—	—	—	3	2	—	—	1	1						
—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	—						
<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	—						
—	—	—	1	1	2	1	1	3	1	—	—	<1	—	1	—	—	<1	1	—	<1	<1	<1	1	—						
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	<1	—	—	<1	—	—	1	—						
—	—	—	—	1	—	—	3	2	—	1	—	—	—	1	—	<1	2	1	3	1	2	<1	1	1						
—	—	—	1	1	—	1	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	2	<1	<1	—	—	1	1						
—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	—						
—	6	1	1	—	1	—	1	—	4	1	2	<1	1	1	—	—	<1	—	—	1	—	—	1	1						
4	—	4	1	2	—	—	2	—	4	3	4	6	3	3	7	5	4	5	—	2	7	6	6	8	15					
—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	—	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
<1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—						
99	100	91	98	99	93	91	96	94	89	96	95	92	99	95	91	97	92	86	92	85	78	32	84	71						
—	—	—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	1	—	3	1	—					
—	—	1	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—					
1	—	6	2	1	<1	8	4	6	9	4	5	5	—	3	7	—	6	6	1	9	9	3	4	17						
—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	5	1	2	2	3	2	6	5	5	13	2	10	12						

спор в образце. Процент пыльцы *Salix*, *Betula nana* и *Corylus* вычислен от суммы

Среди спор значительно преобладают споры *Bryales* и в небольшом количестве встречаются споры *Polypodiaceae*, *Equisetaceae*, *Lycopodiaceae*. Хотя состав пыльцы и спор указывает на сравнительно благоприятные условия климата и на значительную роль лесов во время накопления этого комплекса, все же в верхней части комплекса обнаружены и единичные споры холодолюбивого *Selaginella selaginoides* (табл. 2). По спектрам самой нижней части разреза, указывающим на присутствие в довольно большом количестве пыльцы *Betula nana*, *Salix* и травянистых растений, можно сказать, что и во время накопления этой части описанного комплекса, как в разрезе Выру, так и в Хальяла, существовали сравнительно более суровые условия климата, чем в дальнейшем.

Средний комплекс отложений (интервал 2,64—3,25 м) представлен глинами с растительными остатками. В нижней половине глин заметны тонкие прослой мелкозернистого песка с остатками зеленых мхов.

Общий состав пыльцы и спор характеризуется значительным преобладанием пыльцы травянистых растений и сравнительно малым содержанием пыльцы древесных пород и спор.

Среди древесных пород преобладает пыльца *Betula*. Пыльца *Picea* имеется в количестве 1—7%, причем наиболее высокое содержание ее установлено в образце, взятом из самых низов описанного комплекса отложений. Пыльца *Betula nana* встречается на протяжении всего комплекса в количестве 15—16%, пыльца *Salix* — 2—3% и *Corylus* — в ничтожном количестве.

Среди пыльцы травянистых растений резко увеличивается содержание пыльцы *Artemisia*. В составе спор преобладает *Bryales*; других спор очень мало.

Вообще характерный для описанного комплекса отложений спорово-пыльцевой состав близок к составу соответствующего комплекса в разрезе Хальяла.

Рассмотренные выше отложения перекрываются глинистой озерной известью, озерной известью и торфом.

Палинологически эти отложения характеризуются значительным и окончательным повышением кривой древесных пород и спорово-пыльцевым составом, свойственным лесному типу растительности.

Охарактеризованные разрезы, несмотря на большое расстояние между ними, хорошо сопоставляются между собой. При этом выделенные в обоих разрезах комплексы отложений довольно хорошо совпадают и в возрастном отношении.

Самый верхний комплекс отложений в обоих разрезах несомненно относится к голоцену и легко расчленяется по фазам Поста—Нильсона IX—I (см. рис. 1, 2). Все залегающие ниже отложения изученных разрезов являются уже позднеледниковыми.

Благодаря работам В. П. Гричука и М. П. Гричук (1950, 1955), Г. Н. Лисицкой (1959) и др. в настоящее время мы имеем общее представление о спорово-пыльцевых комплексах и палеогеографии Европейской части СССР, в том числе и Прибалтики. В этих работах рассматриваются и некоторые подробно изученные позднеледниковые разрезы окрестностей Ленинграда. Опираясь на указанные данные, результаты финских и латышских авторов (Mölder, Valvovirta, Virkkala, 1957; Бартош, 1958, 1959, Гринбергс, 1957), а также на данные П. Томсона по разрезу Кунда (Thomson, 1935), мы рассмотрим вопрос о возрасте позднеледниковых отложений разрезов Хальяла и Выру.

Нижний комплекс отложений в разрезах Хальяла и Выру относится к аллерёду (XI фаза по Посту—Нильсону). Как уже отмечалось выше, самые низы изученных нами разрезов характеризуются спорово-пыль-

цевыми спектрами, соответствующими более суровому климату. Не исключена возможность, что на этом основании отложения указанной части разреза можно отнести еще к XII фазе или по меньшей мере ко времени образования самой нижней части аллерёдских слоев.

Средний комплекс обоих разрезов по возрасту соответствует верхнему дриасу (X фаза).

Разрез Хальяла находится лишь на расстоянии 15 км от разреза Кунда, позднеледниковые отложения которого подвергались повторному изучению (Thomson, 1929, 1935; Лисицына, 1958). Слои, выделенные в разрезе Кунда на глубине 2,30 м в качестве аллерёдских (Thomson, 1935), по всей вероятности, соответствуют слоям климатического оптимума аллерёда в разрезе Хальяла, т. е. верхам нашего нижнего комплекса (интервал 6,30—6,45 м). В разрезе Выру этим слоям, видимо, соответствует уровень на глубине 3,30 м. При этом следует отметить, что в аллерёдских слоях Кунда содержание пыльцы ели достигает примерно 28% (Thomson, 1935), а по Н. Г. Лисицыной (1958) — 5% и в соответствующих слоях Хальяла — 17%. Авторы настоящей статьи, опираясь также и на обнаруженные П. Томсоном (Thomson, 1935) макроскопические остатки ели, полагают, что ель присутствует в аллерёдских лесах данного района в довольно большом количестве.

Спорово-пыльцевой состав разрезов Хальяла и Кунда в общих чертах одинаков и несколько отличается от состава в разрезе Выру, расположенном в 180 км к югу от них. В разрезах Кунда и Хальяла во всех позднеледниковых отложениях среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца *Pinus*. Максимум пыльцы *Picea* четко вырисовывается в верхней части аллерёда. В нижней части его и в верхнем дриасе пыльца *Picea* встречается в довольно значительных количествах.

В разрезе Выру в аллерёде господствуют попеременно пыльца *Pinus* и *Betula*, а в верхнем дриасе — пыльца *Betula*. Содержание пыльцы *Picea* в аллерёде очень низкое. В самых низах верхнего дриаса количество пыльцы *Picea* достигает 7%, а выше она опять встречается в ничтожно малых количествах.

Итак, в аллерёдское время в окрестности Кунда и Хальяла роль ели в составе лесов была заметной, а в Южной Эстонии, в районе Выру, она практически отсутствовала. Только в самом начале дриасового времени кратковременное существование ели отмечается и в составе лесов южных районов Эстонии.

Из спорово-пыльцевых спектров Кунда, Хальяла и Выру и литературных данных следует, что в составе аллерёдских лесов (как во время широкого распространения лесов, так и во время значительного разрежения их) господствовали *Pinus* и *Betula*, местами со значительным наличием *Picea*. По указанным разрезам нельзя сделать более подробных выводов о закономерностях распространения *Picea* на территории Эстонии, но ясно, что по крайней мере в отдельных местах и здесь климатический оптимум аллерёда сопровождался заметным распространением ели. При этом, по мнению Г. Н. Лисицыной (1958), распространение ели в Эстонии в аллерёде все же «не получило столь яркого выражения, как в более восточных районах».

В аллерёдских отложениях обнаружены также отдельные пыльцевые зерна широколиственных и *Carpinus* (см. табл. 1 и 2). Присутствие этих пород в составе местных лесов, однако, является сомнительным.

Сравнительно широкое распространение *Betula nana* при более суровых климатических условиях (например, в верхнем дриасе) наблюдается и в Эстонии.

Среди травянистых растений в позднеледниковое время на территории Эстонии, как и в соседних районах, большое значение имели *Artemisia*, а также *Chenopodiaceae* наряду с *Cyperaceae* и *Gramineae*. Во время самых благоприятных климатических условий в аллереде *Artemisia* и *Chenopodiaceae* встречались сравнительно редко, а в верхнем дриасе — очень часто. При этом как в аллереде, так и в дриасе наблюдается присутствие ксерофита *Ephedra* (см. табл. 1 и 2).

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

ЛИТЕРАТУРА

- Аболкалнс Ю. Я. 1959. Условия и ход образования голоценовых карбонатных отложений на территории крупнейших месторождений Латвии. В кн.: Материалы по изучению пресноводных известковых отложений, I.
- Бартош Т. Д. 1958. Спорово-пыльцевые спектры голоцена Латвии и их стратиграфическое значение. Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых, II.
- Бартош Т. Д. 1959. О стратиграфической приуроченности и палеогеографических условиях накопления голоценовых известковых отложений. В кн.: Материалы по изучению пресноводных известковых отложений, I.
- Гринбергс Э. Ф. 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Институт геологии и полезных ископаемых АН Латв. ССР.
- Гричук В. П., Гричук М. П. 1950. К вопросу о характере приледниковых ландшафтов Северо-Восточной Прибалтики. Вопросы географии, № 23.
- Гричук В. П. 1955. Основные моменты плейстоценовой истории флоры и растительности Русской равнины в древнее оледенение Евразии. Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, XII.
- Гричук М. П. 1954. Распространение рода *Ephedra* в четвертичном периоде на территории СССР в связи с историей ландшафтов. Материалы по палеогеографии, вып. 1.
- Лисицына Г. Н. 1958. К вопросу об аллереде Прибалтики и о возрасте стоянки Кунда. Советская археология, № 3.
- Лисицына Г. Н. 1959. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории Северо-Запада Европейской части СССР. В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири.
- Пиррус Р. О. 1963. История развития верхового болота Нигула. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, XII.
- Männil, Reet. 1961. Pandivere kõrgustiku piirkonnas esinevaist holotseenetest järvesetetest. ENSV TA Geoloogia Instituudi uurimused, VII.
- Mölder, K., Valvovirta, V., Virkkala, K. 1957. Über Spätglazialzeit und und Frühe Postglazialzeit in Südfinnland. Bulletin de la Commission Geologique de Finlande, № 178.
- Thomson, P. W. 1929. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands.
- Thomson, P. W. 1935. Vorläufige Mitteilung über die spätglaziale Wäldergeschichte Estlands. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 57, H. 1.
- Veber, K. 1960. Mõningaid uusi andmeid Endla soostiku ulatuses ja geneesist (Endla raba uurimistöödest XII). Loodusuurijate Seltsi aastaraamat, 52. köide.
- Veber, K. 1961. Soo- ja järvesetete stratigraafiast Pandivere kõrgustikul. ENSV TA Geoloogia Instituudi uurimused, VII.
- Zirna, E., Pirrus, R. 1961. a. Oietolmuanalüüsi tulemustest Kirde- ja Kesk-Eesti holotseenetest setetest. ENSV TA Geoloogia Instituudi uurimused, VII.

HILISGLATSIAALSED SETTED HALJALA JA VÖRU LÄBILÕIKES

R. MÄNNIL, R. PIRRUS

Resümee

Hilisglatsiaalsete setete suurakomplekside ja nende põhjal läbiviidava stratigraafilise jaotuse kohta Eesti territooriumil on seni suhteliselt vähe uurimusi.

Haljala ja Võru läbilõike õietolmuanalüüsi tulemusena on käesolevas töös esitatud selles osas täiendavat materjali. Leitakse, et mõlemas läbilõikes on tegemist hilisglatsiaalsete allerödi ja ülemise drüüase (XI ja X vöö Posti-Nilsoni järgi) setetega, mis on kaetud holotseense settekompleksiga (IX—I vöö). On võimalik, et läbilõigete kõige alumised osad kuuluvad veel XII vöösse (joon. 1 ja 2). Täpsemad andmed õietolmuanalüüsi tulemuste kohta on esitatud tabelites 1 ja 2.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

LATE GLACIAL DEPOSITS IN THE PROFILES OF HALJALA AND VÖRU

R. MÄNNIL, R. PIRRUS

Summary

There have been hitherto but few pollen-analytical studies of Late Glacial deposits on Estonian territory and of the stratigraphic division carried out on the basis of the former.

The present article presents some additional information based on the results of palynological analysis of the profiles at Võru and Haljala. It has been stated that both the profiles are represented by Late Glacial Alleröd and Upper Dryas deposits (zones XI and X according to Posti and Nilsson), covered by a Holocene complex of deposits (zones IX—I). It is probable that the undermost parts of the profiles may even belong to zone XII (figs. 1, 2). Detailed data on the results of the palynological analysis are presented in tables 1 and 2.

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

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПАДЕНИЙ РЕК СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

А. М. МИЙДЕЛ

В связи с усилением интереса к современным тектоническим движениям в последнее время стали обращать больше внимания на изучение продольных профилей и распределение падений рек. Этот интерес вызван существованием тесной связи между тектоническими движениями и характером продольных профилей рек, установленной соответствующими исследованиями. Советские ученые выработали ряд методов изучения продольных профилей рек, которые позволяют уточнить и выяснить характер современных тектонических движений и вместе с тем установить закономерности формирования продольных профилей рек.

Как известно, современные тектонические движения на территории Эстонии установлены уже давно. Выяснено, что территория Эстонии подвергается поднятию, интенсивность которого уменьшается в юго-восточном направлении: поднятие в северо-западной части Эстонии больше, чем в юго-восточной. Исследователи обратили также внимание на различия между продольными профилями рек северной и южной части республики (Vellner, 1922; Orviku, 1960; Орвику 1960а, б). По К. К. Орвику (Orviku, 1960), причиной таких различий является прежде всего различная интенсивность современных тектонических движений и отчасти характер древнего рельефа. Однако продольные профили рек Эстонии и влияние геологических факторов, участвующих в образовании этих профилей, до сих пор детально не изучались.

В последующем автор освещает в некоторой мере эти вопросы, выбрав для этой цели реки Северной Эстонии, берущие начало на Пандивереской возвышенности или в прилегающих к ней районах и впадающие в Финский залив.

Для рассматриваемой территории характерен разнообразный рельеф коренных пород. Наиболее высокие точки последнего находятся в пределах Пандивереской возвышенности, откуда рельеф коренных пород понижается, в частности в северном направлении. Наиболее крупной формой как современного, так и древнего рельефа здесь является Северо-Эстонский глинт. Рельеф и литологический состав коренных пород в пределах глинта отличаются большой изменчивостью. Здесь распространяются нижнепалеозойские карбонатные породы, неодинаково устойчивые против выветривания и размыва. На прибрежной равнине между Северо-Эстонским глинтом и Финским заливом обнажаются слабо сцементированные нижнеордовикские и кембрийские кластические

осадочные породы. Весь комплекс осадочных пород имеет небольшое южное падение. Мощность четвертичных отложений сравнительно незначительная, но в древних долинах предглинтовой равнины она превышает местами 100 м. Несмотря на небольшую мощность, литологический характер четвертичных отложений быстро меняется, что вместе с ледниковым рельефом создает разнообразные условия для эрозионной деятельности текучих вод.

Для характеристики падения рассматриваемых североэстонских рек была использована методика, разработанная Ю. А. Мещеряковым (1961), которая заключается в составлении продольных профилей рек по крупномасштабным топографическим картам, в вычислении падений и составлении карты падений рек с нанесением аномальных участков профилей. Аномальными считаются те участки, падение в пределах которых больше, чем на смежном участке, расположенном вверх по течению (разница в падениях до 5—10 см не принималась во внимание). На основании полученных данных выяснились причины изменения падений. Учитывались по возможности все факторы, влияющие на падение реки.

При изучении падения рек абсолютные отметки уровней воды рек брались с карт. Измерения длины рек производились циркулем с раствором ножек в 1 мм. После составления продольного профиля последний разбивался на участки, имеющие равномерное падение. Эти участки наносились на схему падений рек. Длина таких участков зависела от характера продольного профиля. Здесь необходимо отметить, что 55,3% всех участков имеют длину 5—10 км, 29,5% — до 5 км и 15,2% — 10—25 км. В пределах выделенных участков вычислялось падение реки, и полученные величины также наносились на схему. По описанному выше принципу на схеме выделялись аномальные участки.

Как показывает схема (см. рис. 4), значительное падение рек Северной Эстонии наблюдается в их нижнем течении, что выражается как в абсолютных величинах падений, так и в обилии аномальных участков.

Обычно падение рассматриваемых рек в нижнем течении превышает 100 см/км и в отдельных случаях может достигать даже 700 см/км и больше, как это наблюдается, например, у рек Кунда, Вихула, Ягала и др. Из общего падения реки падение приустьевых участков нередко составляет 30—45% (см. табл. 1).

Таблица 1

Падение рек Северной Эстонии в низовьях

Реки	Длина участка, начиная с устья, км	Длина участка в процентах от всей длины реки	Падение в пределах участка, м	Падение участка в процентах от всего падения реки	Среднее падение
Пирита	16,0	16,6	33,0	44,0	206
Ягала	3,2	3,0	25,9	32,0	809
Валкла	1,2	9,0	24,0	43,6	2000
Пудисоо	4,8	21,0	20,0	29,4	417
Лообу	8,9	16,4	43,1	47,6	484
Валгейыги	15,0	19,4	36,2	34,2	241
Кунда	5,2	8,0	40,0	44,4	769

Другая своеобразная черта продольных профилей рек Северной Эстонии в предглинтовой части заключается в наличии коротких участков, в пределах которых падение довольно резко уменьшается. Длина

таких участков обычно составляет 3—7 км. Это явление наблюдается хотя и не у всех рек, но все же довольно часто. Оно характерно, например, для продольных профилей рек Селья, Валгейыги и Пудисоо (см. рис. 4). Продольный профиль р. Селья характеризуется большим падением в окрестности Варангу (346 см/км), которое вниз по течению резко уменьшается до 97 см/км и снова возрастает до 389 см/км. Конечно, в пределах таких участков падение реки все же довольно большое (100—150 см/км и более), но по сравнению со смежными участками оно значительно меньше.

В среднем течении рассматриваемых рек аномальных участков значительно меньше, причем и абсолютные величины падений их меньше, чем в низовьях. Единственное исключение составляет р. Ягала. Следует отметить, что и нижние течения всех притоков р. Ягала являются аномальными, за исключением нижнего течения р. Амбла (см. рис. 1 и 4). В среднем течении рек нормальное падение обычно составляет 16—65 см/км, а в пределах аномальных участков — в среднем 110—130 см/км. В нижнем течении притоков р. Ягала падение может превышать 200 см/км.

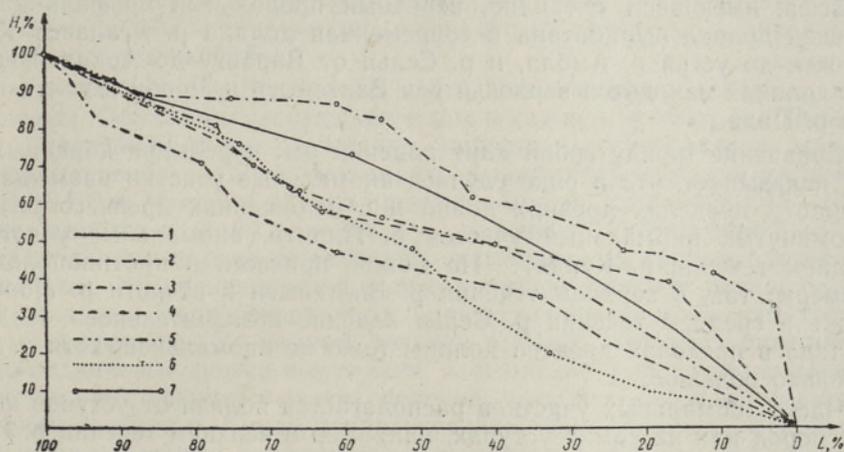


Рис. 1. Продольные профили рек Северной Эстонии.

1 — Аавоя; 2 — Тарвасйыги; 3 — Ягала; 4 — Мустйыги; 5 — Соодла; 6 — Амбла;
7 — участки, нанесенные на карту.

В верховьях североэстонских рек аномальные участки не выделены, так как при использовании данной методики выделение их у истоков реки не представляется возможным. Абсолютные величины падений в верхнем течении обычно сравнительно небольшие — ниже 100 см/км. Падение в верхнем течении р. Ягала составляет только 8—10 см/км. Но местами оно достигает 276 см/км. Нужно отметить, что в верховьях у небольших рек падение больше, чем у длинных рек, берущих начало вдали от моря.

В региональном размещении аномальных участков рассматриваемых рек единственной закономерностью является широтная полоса аномальных участков в нижнем течении. В размещении аномальных участков в среднем и верхнем течении рек отчетливой закономерности не наблюдается.

Исходя из предположения, что аномальные участки рек связаны с особенностями древнего рельефа, мы рассмотрим расположение этих участков в зависимости от рельефа коренных пород. Поскольку этот

рельеф в пределах долин еще детально не изучен, то приводимые автором данные о влиянии рельефа коренных пород на падение рек в дальнейшем потребуют, несомненно, уточнения и дополнения. Как уже указывалось, наиболее крупным элементом рельефа коренных пород Северной Эстонии является Северо-Эстонский глинт, край которого расчленен глинтовыми бухтами. Местами глинт разделяется на два или большее число уступов. Между отдельными уступами рельеф коренных пород относительно ровный. Из рис. 4 выясняется, что все без исключения аномальные участки в низовьях рек Северной Эстонии находятся вблизи от Северо-Эстонского глинта; они начинаются несколько к югу от него и тянутся до устья реки. Если глинт разделяется на два уступа, как это наблюдается, например, в нижнем течении р. Селья, ручья Вайнупа, а возможно, и рек Валгейгы, Валкла и др., то в этом случае в низовьях рек имеется и два аномальных участка.

Как известно, долины рек Северной Эстонии часто располагаются в пределах древних долин и в понижениях древнего рельефа, дно которых имеет весьма изменчивый характер. Например, долина р. Пирита у Козе-Ууэмйза—Козе-Равила расположена в понижении древнего рельефа, имеющего, очевидно, неровный продольный профиль дна. В древней долине выработана и современная долина р. Ягала от Кехра и почти до устья р. Амбла, и р. Селья от Варангу до Аркна. В древних долинах находятся верховья рек Валгейгы и Лообу и почти целиком р. Пада.

Сравнение между собой карт падений рек и рельефа коренных пород показывает, что в ряде случаев аномальные участки размещаются именно в пределах древних долин и в понижениях древнего рельефа (упомянутый аномальный участок р. Пирита, аномальные участки в среднем течении р. Кунда). Но можно привести и противоположные примеры: так, в верхнем течении р. Валгейгы и отчасти р. Лообу, а также в среднем течении р. Селья падение незначительное. Падение р. Пада в пределах древней долины тоже не аномальное, хотя и сравнительно большое.

Часть аномальных участков располагается вблизи от уступов коренных пород или на самих уступах, например в верхнем течении р. Пада, в среднем течении р. Лообу и, по-видимому, в низовьях притоков р. Ягала. На коренном склоне Пандивереской возвышенности имеется аномальный участок в среднем течении р. Амбла.

В дальнейшем мы рассмотрим зависимость расположения аномальных участков от литологии пород. Реки Северной Эстонии, как известно, в низовьях глубоко врезаются в коренные породы, особенно в районе глинта. Коренными породами здесь являются более устойчивые к эрозии твердые ордовикские известняки и залегающие под ними менее устойчивые, сравнительно мягкие ордовикские и кембрийские песчаники. Такая последовательность слоев наряду с древним рельефом в ряде случаев является причиной образования резко выраженного аномального участка в виде водопада.

В низовьях рек коренные породы в пределах аномальных участков обнажаются лишь местами. Можно привести примеры, когда коренные породы на таком участке вообще не обнажаются, а покрыты довольно мощной толщей четвертичных отложений, например аномальный участок в устье р. Валгейгы (см. рис. 4). Аномальные участки располагаются на выходах как твердых известняков, так и относительно мягких песчаников. На этот факт обратили внимание также Ю. А. Мещеряков и В. А. Филькин (1960). Из аномальных участков, в пределах которых обнажаются кембрийские песчаники, можно назвать участки в нижнем

течении рек Пирита, Ягала, Кунда и Пада. Большая часть аномального участка в нижнем течении р. Тоолсе выработана в ордовикском оболовом песчанике и в кембрийских песчаниках. Названные реки характеризуются большим падением, а также порожистым и мелководным руслом.

В среднем и верхнем течении рек Северной Эстонии коренными породами являются в основном твердые карбонатные породы, которые в руслах рек обычно обнажаются на уступах коренного рельефа. Такие участки часто бывают аномальными. В верхнем течении р. Пирита коренные породы обнажаются примерно на протяжении 1 км вниз по течению у Равила, Ко́зе и Ко́зе-Ууэмыйза. Падение реки здесь аномальное. На участке Кехра в среднем течении р. Ягала, по-видимому, также обнажаются коренные породы; обнажаются они, вероятно, и у плотины Ания, но аномальный участок здесь отсутствует. Нет аномального участка и в верхнем течении р. Кунда, на месте пересечения реки с шоссе Таллин—Ленинград, несмотря на то, что здесь прослеживаются коренные породы. Это объясняется, вероятно, тем, что поверхность коренного рельефа не имеет здесь ясного уклона вниз по течению.

Так как литологический характер четвертичных отложений в пределах рассматриваемой территории очень изменчив, то необходимо остановиться и на взаимоотношениях аномальных участков с литологией четвертичных отложений.

В низовьях североэстонских рек часто обнажается морена последнего оледенения. Обнажения морены известны в нижнем течении рек Пирита, Ягала, Валгейыги и др. Особенно широко распространена морена в нижнем течении р. Селья, где долина выработана в морене на протяжении 8—9 км. Местами долина врезана в морену до глубины 15—18 м. Нижнее течение р. Лобу находится в морене на протяжении 6—7 км. Почти везде, где долина выработана в морене, падение рек является аномальным. На предглинтовой равнине широко развиты разновозрастные отложения Балтийского моря, представленные преимущественно песками и гравием. В нижнем течении р. Пада местами обнажаются озерно-ледниковые супеси и суглинки, т. е. мягкие и легко размываемые отложения. Но, несмотря на это, падение является здесь аномальным. В нижнем течении р. Кунда долина врезана на протяжении нескольких километров в озерные отложения голоценового возраста (озерный мергель, торф, пески) и во флювиогляциальные отложения (пески, гравий). Падение здесь всюду аномальное, хотя и относительно небольшое (72 см/км). В нижнем течении р. Валгейыги, между Ныммевески и Котка, русло врезано в озерно-ледниковые супеси и суглинки, аномальный участок здесь отсутствует, но падение довольно значительное (107 см/км). В пределах короткого участка с падением 97 см/км, находящегося в нижнем течении р. Селья, под аллювиальными отложениями залегает морена.

На аномальных участках, расположенных в среднем течении, реки текут или в мелкозернистых отложениях местных приледниковых озер и Балтийского приледникового озера (среднее течение рек Пирита, Кунда и отчасти Ягала), или в более грубозернистых флювиогляциальных отложениях [среднее течение рек Ягала (у Воозе-Ветла), Валгейыги, Лообу и Соодла], или в морене (среднее течение р. Кунда между Пылула и Нирги).

К сожалению, у нас нет точных данных о геологическом строении притоков р. Ягала. Известно, что четвертичные отложения представлены здесь осадками местных приледниковых озер и Балтийского приледникового озера, но в какие отложения на одном или другом участке врезаны современные русла притоков — неизвестно.

В верхнем и среднем течении рек Северной Эстонии русло врезано иногда в озерно-ледниковые или в болотные и озерные отложения голоценового возраста. Обширные болотные массивы распространяются в среднем течении р. Пирита (в окрестности Вайда), в верховьях р. Ягала, в нижнем течении р. Амбла и т. д. В голоценовых озерных отложениях располагается большая часть долины р. Валгейыги между Поркуни и Тапа. В таких же отложениях выработана и долина р. Лообу в верхнем течении. В обоих случаях эти реки текут в древних долинах. В пределах таких болотных и озерных равнин падение рек незначительное, а русло их извилистое. Например, в верхнем течении р. Ягала близ устья р. Амбла падение реки составляет лишь 8 см/км. Падение р. Лообу на территории распространения озерных отложений между Ундла и Сауэвяля равняется 30 см/км. Небольшим падением (25 см/км) характеризуется и р. Кунда между Ухтна и Рахкна, несмотря на то, что на этом же участке у шоссе Таллин—Ленинград обнажаются известняки. На упомянутом участке русло р. Кунда врезано преимущественно в мелкозернистые глинистые отложения.

В нижеследующем остановимся на взаимосвязях аномальных участков и форм современного рельефа. Все без исключения аномальные участки в низовьях рек находятся в пределах морских равнин, образовавшихся в разных стадиях Балтийского моря. Можно наблюдать, что нередко приустьевой аномальный участок начинается от береговых образований определенного возраста. В низовьях рек Валгейыги, Вихула и Вайнупя такой участок связан с береговыми образованиями максимального распространения Анцилового озера, в основном с дюнами и береговыми валами. Аномальный участок р. Алтья начинается в нескольких километрах к югу от названных береговых образований. Вблизи этих же береговых образований располагаются аномальные участки рек Ягала и Пирита. Только приустьевой аномальный участок р. Пудисоо начинается от береговых образований максимального распространения Литоринового моря. В восточной части рассматриваемой территории закономерность эта выражена не так четко. По-видимому, это объясняется приближением Северо-Эстонского глинта к морю, вследствие чего разновозрастные береговые образования развиты здесь на очень узкой предглинтовой равнине.

Большинство аномальных участков в среднем течении образовалось на месте прорыва реками краевых образований последнего оледенения. Например, р. Лообу прорывает краевые образования последнего оледенения у Соомуксе, р. Валгейыги — в окрестности Пала. С полосой этих же краевых образований связаны также аномальные участки в среднем течении рек Соодла и Ягала (близ Воозе и Ветла) и отчасти в верхнем течении р. Пирита (окрестности Паункюла). Аномальные участки среднего течения этих рек образуют полосу северо-восточного направления шириной в 3—5 км. Но, как уже указывалось ранее, аномальные участки в среднем течении р. Лообу, а частично и в верхнем течении р. Пирита и в среднем течении р. Ягала находятся одновременно и на уступах рельефа коренных пород. Таким образом, в образовании аномальных участков здесь принимали участие как гляциальный рельеф, так и рельеф коренных пород.

Долины в среднем и верхнем течении рек Северной Эстонии в большей части расположены в пределах озерно-ледниковых и болотных равнин. Падение рек здесь обычно небольшое. Река Ягала вниз по течению от устья р. Соодла течет в пределах друмлинового поля, но и здесь падение ее довольно незначительное (44 см/км).

Из всего сказанного явствует, что продольный профиль рек Северной

Эстонии имеет в общих чертах выпуклую форму (Miidel, 1961). Многие авторы (Маккавеев, 1955; Мещеряков, 1961 и др.) отмечают, что для равнинных рек умеренного пояса характерен вогнутый продольный профиль, что выражается в постепенном уменьшении падений в направлении устья. Исходя из этого, продольные профили рек Северной Эстонии можно рассматривать как аномальные, интенсивное развитие и выработка которых продолжается и в настоящее время. Продольным профилям рек Северной Эстонии свойственно относительно небольшое падение в верхнем и среднем течении и очень значительное в нижнем течении (рис. 1—3, табл. 1). В низовьях рек всегда имеется много аномальных участков. В верхнем и среднем течении их меньше. Абсолютные

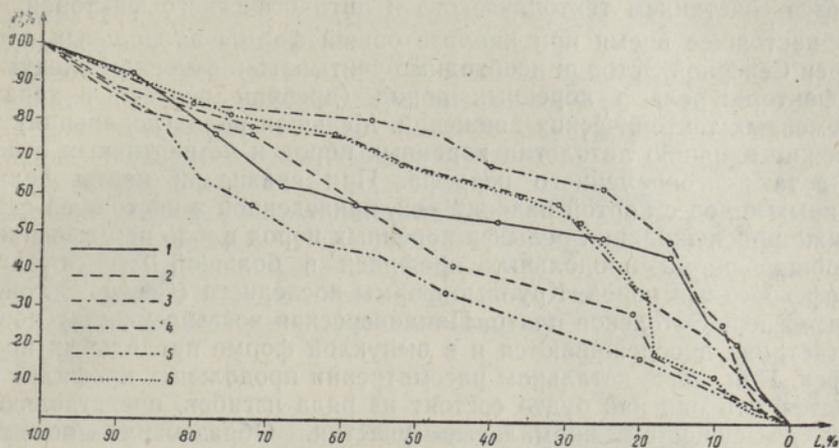


Рис. 2. Продольные профили рек Северной Эстонии.

1 — Пирита; 2 — Пудисо; 3 — Лообу; 4 — Алтья; 5 — Вызу; 6 — Валгейги.

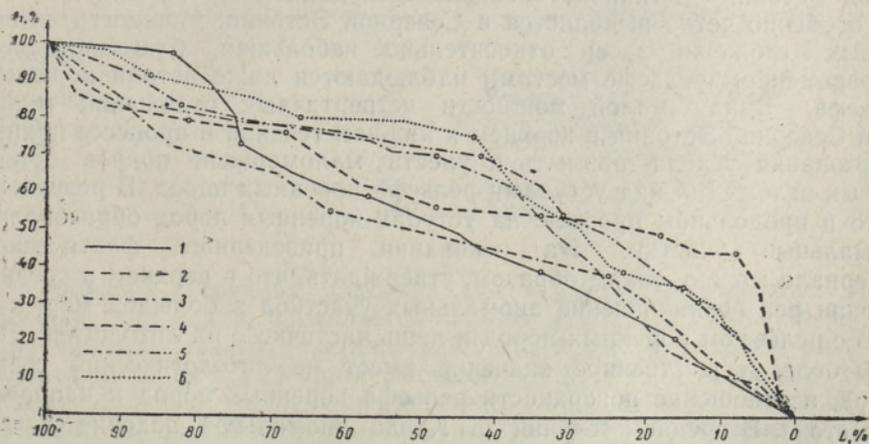


Рис. 3. Продольные профили рек Северной Эстонии.

1 — Пада; 2 — Кунда; 3 — Тоолсе; 4 — Вайнупя; 5 — Вихула; 6 — Селья.

величины падений аномальных участков в нижнем течении рек значительно больше, чем в верхнем и в среднем течении. На своеобразную форму продольных профилей Северной Эстонии обратил внимание уже Веллнер (Vellner, 1922). Он отметил, что у рек Северной Эстонии отсут-

ствуют признаки выработанных продольных профилей, и для них характерен ступенчатый продольный профиль. По Веллнеру, последнее обусловлено литологическим характером коренных пород (твердые и устойчивые карбонатные породы).

В последние годы на своеобразные черты продольных профилей рек Северной Эстонии неоднократно указывал К. К. Орвику (Orviku, 1960; Орвику, 1960а, б). По К. К. Орвику, большое падение в низовьях рек Северной Эстонии зависит от характера древнего рельефа и нетектонического поднятия, причем руководящая роль принадлежит последнему фактору. По мнению Ю. А. Мещерякова и В. А. Филькина (1960), большое падение в нижнем течении рек, впадающих в Финский залив, определяется сочетанием тектонического и литологического факторов.

В настоящее время при анализе общей формы продольных профилей рек Северной Эстонии необходимо учитывать в основном следующие два фактора: рельеф коренных пород (древний рельеф) и характер современных тектонических движений. Меньшая роль (локальная) принадлежит влиянию литологии коренных пород и четвертичных отложений, а также современного рельефа. При сравнении карты рельефа коренных пород с картой падений рек, приведенной в настоящей статье, а также прослеживании рельефа коренных пород вдоль рек выясняется, что общая форма продольных профилей в большой мере отражает рельеф коренных пород. Крупные формы последнего (Северо-Эстонский глинт, Северо-Эстонское плато, Пандивереская возвышенность) довольно отчетливо прослеживаются и в выпуклой форме продольных профилей рек. При более детальном рассмотрении продольных профилей оказывается, что они как будто состоят из ряда изгибов, представляющих собой по существу аномальные участки. Образование последних обусловлено, как выяснилось, либо литологией коренных пород четвертичных отложений, либо формами современного рельефа, в частности деталями рельефа коренных пород. Как известно, рельеф коренных пород Эстонии — типично эрозионно-денудационный (Орвику, 1960б), что особенно четко выявляется в Северной Эстонии. Мощность четвертичных отложений здесь относительно небольшая, благодаря чему в современном рельефе местами наблюдаются даже детали коренного рельефа. Ввиду малой мощности четвертичных отложений многие реки Северной Эстонии в верхнем и нижнем течении в процессе долинообразования успели размыть и унести маломощный покров четвертичных отложений над уступами рельефа коренных пород. В результате этого в продольном профиле на уступах коренных пород образовались аномальные участки. На основании приведенного фактического материала можно, таким образом, утверждать, что в верхнем и среднем течении рек возникновение аномальных участков в большой мере связано с рельефом коренных пород и лишь частично с их литологией. При этом более существенное значение имеет не литологический состав пород, а отношение поверхности рельефа коренных пород к направлению стока. В среднем течении р. Кунда аномальное падение связано с мореной последнего оледенения. Частично аномальные участки в верхнем и среднем течении, несомненно, связаны с краевыми образованиями последнего оледенения. Вероятно, образование этих участков обусловлено изменениями современного рельефа, резким переходом болотных и озерных равнин в полосу холмистых краевых образований и снова в местность с более спокойным рельефом. Одновременно с этим происходило и изменение литологического состава отложений, подвергавшихся речной эрозии.

В пределах краевых образований встречаются более устойчивые к эрозии отложения (гравии, галечники, морена). Поэтому краевые образования являются местными базисами эрозии, которые в продольном профиле реки выражаются в виде быстрин и по сравнению со смежным участком, расположенным вверх по течению, характеризуются аномальным падением. Необходимо добавить, что роль местных базисов эрозии выполняют выраженные в продольных профилях в виде аномальных участков уступы рельефа коренных пород и в нижнем течении — береговые образования Балтийского моря. Благодаря наличию местных базисов эрозии развитие участков долин, расположенных вверх по течению от этих базисов, происходило в направлении выполаживания и соответственно в направлении уменьшения падения реки. В связи с этим увеличивалась контрастность падений между аномальными и нормальными участками.

Несколько иначе обстоит дело в низовьях рек. Образование аномальных участков здесь следует связывать в основном с двумя факторами: с древним рельефом и современными тектоническими движениями. Влияние обоих факторов в данном случае однозначное, и поэтому выяснение удельного веса этих факторов, участвующих в образовании аномальных участков, является несколько сложным. Все же у нас нет основания сомневаться в том, что глинт и его уступы оказывают влияние на форму продольных профилей. Исходя из этого, небезынтересно сравнить средние падения коротких рек с падениями более длинных рек, берущих начало на Пандивереской возвышенности или в ее окрестностях (табл. 2).

Таблица 2

Сравнение средних падений рек Пандивереской возвышенности и ее окрестностей

Название реки	Длина, км	Среднее падение, см/км	Название реки	Длина, км	Среднее падение, см/км
Каберла	14,0	264	Пада	26,6	229
Валкла	13,4	410	Пирита	96,0	78
Пудисоо	23,0	296	Ягала	90,0	89
Вызу	16,6	361	Валгейыги	77,0	137
Алтья	14,6	397	Лообу	54,0	168
Вихула	24,0	317	Соодла	55,0	99
Вайнуля	14,3	405	Селья	41,0	109
Тоолсе	18,6	344	Кунда	66,0	137

Различия в средних падениях рек объясняются влиянием глинта, которое, как видно, проявляется сильнее у коротких рек. На величину падения приустьевых участков (табл. 1), вероятно, влияет и расстояние глинта от моря. Если глинт располагается вблизи моря, то падение бывает большим, как это наблюдается, например, у рек Ягала, Кунда и Валкла. В противоположном случае падение соответственно меньше (реки Валгейыги и Лообу). Все это показывает, что большая разница в высотах уровней воды на участке между глинтом и устьем реки в значительной мере обусловлена влиянием древнего рельефа. Несомненно, что при отсутствии глинта и сохранении прочих условий продольные профили рек Северной Эстонии были бы иными, более спокойными, а аномальные участки менее резко выраженными, чем в настоящее время. Таким образом, одной из причин наличия резко выраженных аномальных участков в нижнем течении рек Северной Эстонии является спуск

рек с уступа глинта, который часто происходит в виде водопадов. Так, высота водопада Ягала на одноименной реке — 8,1 м, водопада Ныммески на реке Валгейыги — 1,2 м, водопада Йоавески на реке Лообу — 1,1 м. В других случаях реки прорывают глинт в виде глубоких узких долин, например реки Кунда и Пирита. Необходимо добавить, что в первом случае после преодоления глинта падение рек вначале резко уменьшается, вблизи устья снова увеличивается, но не достигает тех значений, которые наблюдались в предглинтавой полосе. В другом случае падение более равномерное и увеличивается постепенно вниз по течению. Влияние древнего рельефа сказывается и на расположении аномальных участков в пределах нижних уступов глинта.

Несмотря на преобладающее влияние древнего рельефа, необходимо учитывать также и роль позднеледниковых и голоценовых тектонических движений. В течение всего этого времени в рассматриваемом районе происходило суммарное поднятие земной коры и соответственно этому понижение базиса эрозии (уровня моря), которое способствовало почти непрерывной донной эрозии. Благодаря молодости речной сети древний рельеф все еще продолжает оказывать влияние на падение рек. Все это объясняет образование аномальных участков в относительно мягких кембрийских и ордовикских песчаниках, а также в мягких и легкоэродируемых четвертичных отложениях. Как уже указывалось, коренные породы обнажаются на аномальных участках не везде, а лишь местами или даже вообще не обнажаются. Это также доказывает, что главной причиной образования аномальных участков в нижнем течении не всегда являются коренные породы, но также и древний рельеф, и поднятие земной коры.

В некоторых случаях в продольных профилях отчетливо обнаруживается влияние относительно стойких к эрозии моренных отложений. При сравнении между собой продольных профилей рек Валгейыги и Лообу бросается в глаза изломанность продольного профиля р. Лообу. Это объясняется тем, что р. Лообу в своем нижнем течении врезана в морену, которая в низовьях р. Валгейыги имеет небольшое распространение (Miidel, 1961). Этой же причиной обусловлена ступенчатость продольных профилей нижнего течения рек Селья, Пирита и Ягала.

По М. И. Синягиной, Ю. А. Мещерякову и др. (1958), территория Эстонии принадлежит к меридиональной Эстонско-Молдавской зоне поднятия. Как указывают эти авторы, скорость современного поднятия в западной части Эстонии составляет 2,3—2,5 мм в год. По данным Желнина (Zelnin, 1958; Желнин, 1960), в нижнем течении р. Пирита (в Таллине) скорость поднятия достигает 2,5 мм, а в верхнем течении — около 1,5 мм в год. В нижнем течении рек Валгейыги и Кунда скорость поднятия соответственно более 2,0 и 1,5 мм, в верхнем течении — 1,5 и 1,0 мм в год. Таким образом, происходит определенная наклон земной поверхности в юго-восточном направлении. Несмотря на такое незначительное различие в скоростях поднятия на протяжении продольных профилей рек, этот наклон оказывает влияние на развитие рек в среднем и верхнем течении. В связи с моноклинальным залеганием и слабым падением коренных пород в южном направлении, а также с общим равнинным характером местности южнее шоссе Таллин—Ленинград описанные особенности современных тектонических движений должны выражаться в выполаживании продольных профилей и в замедлении размыва местных базисов эрозии в верхнем и среднем течении. Эти факторы влияют комплексно, обуславливая подпор стока вод в верхнем и среднем течении. По-видимому, этим объясняется и заболачивание долин Северной Эстонии (среднее течение рек Пирита и Валгейыги).

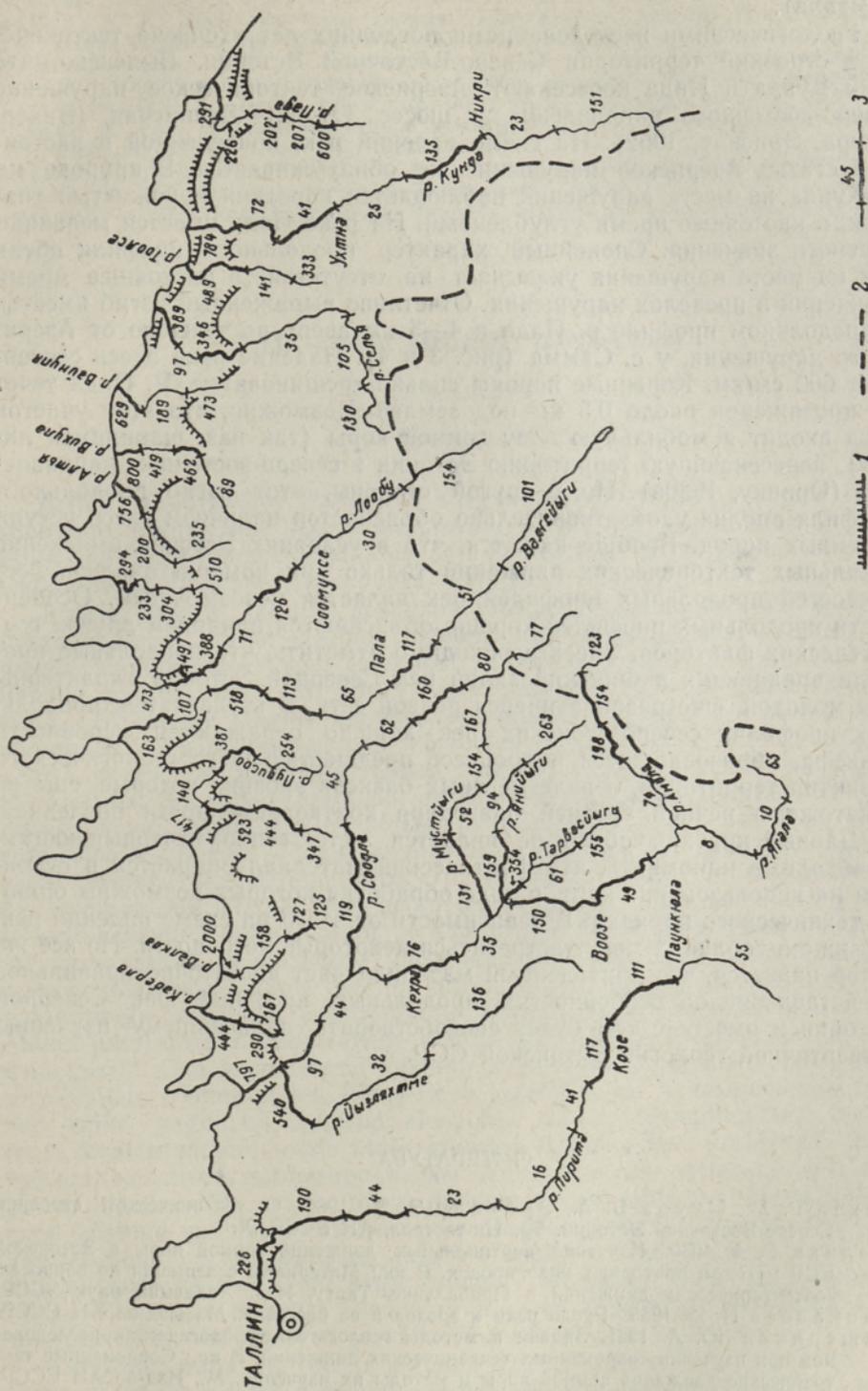


Рис. 4. Схема падений рек Северной Эстонии.

1 — глинт и его устья; 2 — контур Пандиверской возвышенности; 3 — аномальный участок. Цифрами обозначены величины падения рек в см/км.

верхнее течение р. Ягала, болотные массивы в верховьях притоков р. Ягала).

Геологическими исследованиями последних лет уточнено тектоническое строение территории Северо-Восточной Эстонии. Выяснено, что реки Кунда и Пада пересекают Азериское тектоническое нарушение северо-восточного направления у шоссе Таллин—Ленинград (Вахер, Пуура, Эрисалу, 1962). На схеме падений рек, приведенной в настоящей статье, Азериское нарушение не обнаруживается. В природе на р. Кунда на месте нарушения наблюдается короткий порожистый участок, в настоящее время углубленный. На реке Пада имеется мельница местного значения. Спокойный характер продольного профиля обеих рек на месте нарушения указывает на отсутствие в настоящее время движений в пределах нарушения. Отчетливо выраженный изгиб имеется в продольном профиле р. Пада в 4—5 км вверх по течению от Азериского нарушения, у с. Самма (рис. 3 и 4). Падение реки здесь составляет 600 см/км. Коренные породы сильно трещиноватые. Р. Пада течет на протяжении около 0,5 км под землей. Возможно, что этот участок реки входит в мобильную зону земной коры (так наз. шарнирная линия), пересекающую территорию Эстонии в северо-восточном направлении (Орвику, 1960а). Но, с другой стороны, этот изгиб продольного профиля вполне удовлетворительно объясняется наличием здесь уступа коренных пород. Вообще кажется, что в условиях Эстонии выяснение локальных тектонических движений только при помощи анализа особенностей продольных профилей рек является невозможным. Особенности продольных профилей хорошо объясняются влиянием других геологических факторов. Здесь необходимо отметить, что продольные профили впадающих в Финский залив рек Северной Эстонии характерны для молодой, еще развивающейся речной сети. В ступенчатых продольных профилях североэстонских рек хорошо отражаются неровности рельефа, образовавшиеся в процессе предшествующего геологического развития территории, в виде местных базисов эрозии, которые еще не уничтожены речной эрозией благодаря кратковременности последней.

Данный краткий обзор не является, естественно, исчерпывающим. Необходимо напомнить, что фактический материал опирается в основном на использование карт, в ходе обработки которых возможны ошибки технического порядка. В зависимости от этого на схеме падений рек, а также в таблицах могут встретиться некоторые неточности. Но все же автор надеется, что приведенный материал даст достаточно правильное представление об особенностях продольных профилей рек Северной Эстонии и вместе с тем будет способствовать дальнейшему изучению четвертичной геологии Эстонской ССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахер Р. М., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. 1962. О тектоническом строении Северо-Восточной Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
- Желнин Г. А. 1960. Изучение вертикальных движений земной коры в Эстонской ССР методом повторных нивелировок. В кн.: Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, Изд. Академии наук ЭССР.
- Маккавеев Н. И. 1955. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР.
- Мещеряков Ю. А. 1961. Задачи и методы геологогеоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений. В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР.
- Мещеряков Ю. А., Филькин В. А. 1960. Опыт составления карты падений рек и ее тектонической интерпретации. В кн.: Вопросы применения картографических методов при географических исследованиях. М., Изд-во АН СССР.

- Orviku K. K. 1960a. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. В кн.: Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, Изд. Академии наук ЭССР.
- Orviku K. K. 1960b. Некоторые вопросы геоморфологии Эстонии. (Геоморфологическая комиссия при ОГГИ АН СССР.) М., Изд-во АН СССР.
- [М. И. Синягина и Ю. А. Мещеряков]. 1958. В кн.: Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР. Тр. Центр. научн.-иссл. ин-та геод., аэросъемки и карт, вып. 123.
- Miidel, A. 1961. Holotseenete orgude geoloogilise arenemise seaduspärasusi Põhja-Eestis. ENSV TA Geol. Inst. uurim., VII.
- Orviku, K. 1960. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis, II. Eesti Loodus, nr. 3.
- Zelnin, G. 1958. Maakoore kerkimine Eestis. Eesti Loodus, nr. 5.
- Vellner, A. 1922. Eesti hüdrograafia ülevaade. Sisevete uurimise andmed, I. Tallinn.

PÕHJA-EESTI JÕGEDE LANGUSED

A. MIIDEL

Resümee

Artiklis vaadeldakse Pandivere kõrgustikult algavate ja Soome lahte suubuvate Põhja-Eesti jõgede pikiprofiili ning nende seost Eesti geoloogilise ehitusega (vana reljeef, aluspõhja ja kvaternaarse setete litoloogia, tektoonilised liikumised, tänapäeva reljeef).

Jõgede languse jaotuse seaduspärasuste väljaselgitamiseks koostati languste kaart, millel eraldati jõgede anomaalsed lõigud. Ilmneb, et jõgede alamjooksudel võib esile tõsta lääne—ida-suunalise anomaalsete lõikude vöötme, mille kulg ühtib suures osas Põhja-Eesti paekalda levikuga. Sisemaale jäävate anomaalsete lõikude regionaalses paiknemises silmapaistvat korrapära ei ole. Võrreldes languste ja aluspõhja reljeefi kaarte, selgub, et aluspõhja reljeefi suurvormid peegelduvad ka jõgede pikiprofiilis. See lubab järeldada, et Põhja-Eesti jõgede pikiprofiilide peamised jooned on põhjustatud aluspõhja reljeefi suurvormidest. Teise tegurina tuleb Põhja-Eesti jõgede pikiprofiilide kujunemisel esile tõsta tektoonilisi liikumisi. Viimaste mõju on eriti silmapaistev jõgede alamjooksudel, kus anomaalsete lõikude teket pehmetes kvaternaarsetes setetes ning suhteliselt pehmetes ordoviitsiumi ja kambriumi liivakivides tuleb vaadelda kui vana reljeefi ja maakoore tõusu koosmõju tagajärge. Sisemaale jäävate anomaalsete lõikude teke on suurel määral seotud aluspõhja reljeefi astangutega ja samas paljanduvate kõvade karbonaatsete kivimitega. Mõnel juhul on siin anomaalsete lõikude kujunemine tingitud ka moreeni esinemisest. Osa anomaalseid lõike on tekkinud viimase mandrijää servamoodustiste vöötme piires. Põhja-Eesti jõgede ülem- ja keskjooksude üldiselt väike langus on tingitud aluspõhja reljeefi tasandikulisest iseloomust, kvaternaarse setete litoloogilistest iseärasustest (valdavalt ühtlased peeneteralised, mitmesuguste järveliste basseinate setted ja soosetted) ja arvukate kohalike erosioonibaaside olemasolust, mida suhteliselt lühikese aja kestnud vooluvete erosioon pole jõudnud veel kõrvaldada. Ülem- ja keskjooksude väike langus on tingitud osalt veel nüüdisaegse maatõusu intensiivsuse vähenemisest kagu suunas. Nimetatud alade soostumist ja pikiprofiilide lamendumist soodustab aluspõhja geoloogiline ehitus (kihtide monoklinaalne lasuvus ja väike lõunasuunaline kallakus).

Tingituna vana reljeefi ja nüüdisaegsete tektooniliste liikumiste iseloomust on Põhja-Eesti jõgede pikiprofiilide kuju lähedane kumerale kõverjoonele. Jõgesid iseloomustab suur langus alamjooksudel ning suhteliselt

väike langus ülem- ja keskjooksudel. Seega erinevad Põhja-Eesti jõgede pikiprofiilid parasvöötme tasandike jõgedele tavaliselt omastest nõgusa kujuga pikiprofiilidest. Vaadeldaval alal võib jõgede pikiprofiile tervikuna käsitleda anomaalsetena, millede intensiivne kujunemine antud tingimustes jätkub ka käesoleval ajal. Põhja-Eesti jõgede pikiprofiilid on tervikuna noore, alles areneva jõgede võrgu pikiprofiilide heaks näiteks. Vaadeldavate jõgede pikiprofiilides peegelduvad hästi ala eelneva geoloogilise arengu jooksul kujunenud reljeefi ebatasasused kohalike erosioonibaaside näol, mida jõgede erosioon oma lühikese kestuse tõttu pole veel jõudnud kõrvaldada.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

ON THE DISTRIBUTION OF THE STREAM GRADIENT IN NORTH-ESTONIA

A. MIIDEL

Summary

The author discusses the longitudinal profiles of North-Estonian rivers with the source in the elevation of Pandivere and flowing into the Gulf of Finland, as well as their connection with the geological construction of Estonia (old topography, lithology of bedrock and Quaternary deposits, tectonic movements, contemporary relief).

In order to elucidate the laws governing the distribution of the stream gradient, a map of the gradients was drawn, in which the sections with abnormal gradients were marked. It has been stated that in the lower courses of the rivers a zone of W—E-directed abnormal gradients can be defined. The course of this zone on the whole coincides with the distribution of the North-Estonian Glint. There are no striking regularities in the regional distribution of abnormal gradients of the upper courses of rivers. Comparing the maps of gradients with those of the bedrock relief, it appears that the larger forms of the bedrock relief are reflected in the longitudinal profiles of rivers as well. This allows us to assume that the main features of the longitudinal profiles of North-Estonian rivers depend on the larger forms of the bedrock relief. Another important factor affecting the development of the longitudinal profiles of North-Estonian rivers are tectonic movements. The influence of tectonic movements is particularly striking in the lower courses of rivers, where the formation of abnormal sectors in the soft Quaternary deposits and relatively soft Ordovician and Cambrian sandstones can be considered to be a result of the joint influence of the ancient relief and of the uplift of the earth's crust. The formation of abnormal gradient sectors in the inner part of the country is to a great extent connected with the escarpments in the bedrock relief, and in to some extent also with the outcropping carbonate rocks in those escarpments. In some cases the abnormal sectors have been caused by the occurrence of tills. A part of abnormal sectors were formed in the zones of the marginal forms of the latest glaciation.

The rather inconsiderable gradient in the upper and middle courses of North-Estonian rivers may have been caused by the level nature of the relief, by the lithological peculiarities of Quaternary deposits (mainly

uniform, finegrained lake and bog deposits) and by the presence of numerous local base levels of erosion which could not be eliminated by the erosion of the flowing water during a relatively short period of time. The inconsiderable gradient in the upper and middle courses also partly depends on the decrease in the intensity of the recent tectonic uplift in a south-eastern direction. The swamping of the above-mentioned districts and the levelling of longitudinal profiles is promoted by the geological structure of the bedrock (the monoclinial folding of strata and the inconsiderable southerly dip).

Owing to the nature of both the ancient relief and the contemporary tectonic movements, the shape of the longitudinal profile of North-Estonian rivers resembles a curved line. The rivers are characterized by a steep gradient in the lower course and an inconsiderable gradient in the upper and middle courses. Thus the longitudinal profiles of North-Estonian rivers differ from those of the rivers on the plains of the moderate zone, characterized by hollow longitudinal profiles. The longitudinal profiles of the area investigated, taken as a whole, may be considered to be abnormal ones, whose development and final shaping, in the existing conditions, continues at the present time as well. The longitudinal profiles of North-Estonian rivers considered as a whole are a good example of a young developing river drainage. In the longitudinal profiles observed, the rugged nature of the reliefs, shaped in the course of its geological development, is well reflected in the local base levels of erosion which, owing to the relatively short duration of the erosion by rivers, are still existant.

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

ГОЛОЦЕНОВЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЭСТОНИИ

Х. Я. КЕССЕЛ

В геологической литературе начала XX века содержатся лишь отрывочные сведения о древних береговых образованиях на побережье Пярнуского залива (Н. Hausen, 1913a, b). Первые более детальные данные об этом побережье приведены Х. Реммель в довольно подробном обзоре, посвященном береговым образованиям Анцилового озера и Литоринового моря в окрестности Хяэдемээсте.*

Изученное автором древнее побережье между Синди и Икла тянется в виде полосы длиной 70 км (рис. 1). Ширина этой полосы колеблется в пределах 0,5—20 км. Рельеф исследуемого побережья представляет собой пологую равнину с наклоном в сторону Пярнуского залива, на поверхности которой главным элементом являются цепи береговых образований Анцилового озера и более поздних морских водоемов. В строении равнины участвуют ледниковые и водно-ледниковые отложения и среднедевонские песчаники, переработанные волновой деятельностью голоценовых бассейнов Балтийского моря и эоловыми процессами. В настоящее время рассматриваемый район характеризуется наличием разновозрастных прибрежных и эоловых отложений, распространением обширных болот, образовавшихся из лагун древних водоемов. Особенно интересны здесь болотные и озерные осадки, погребенные под прибрежными отложениями Балтийского моря во время трансгрессивных фаз Литоринового моря и Анцилового озера. На побережье между Синди и Икла древние береговые линии находятся очень близко друг от друга и в конце концов пересекаются около Хяэдемээсте. На исследуемом побережье интенсивность неотектонического поднятия была меньше, чем в северо-западной части Эстонии, вследствие чего литоральные зоны освобождались здесь из-под вод древних водоемов значительно медленнее.

Наиболее древние береговые образования между Синди и Икла находятся около Вабрику, в 6 км к востоку от береговой линии Анцилового озера. Эти береговые образования находятся здесь примерно на 5 м выше названной береговой линии. На побережье между Вабрику и Ориксилла встречаются низкие и пологие береговые валы на абс. отметке 17—19 м; дальше к юго-западу, вплоть до Паписилла, эта берего-

* H. Remmel. Näädemeeste ümbruse kvaternargeoloogia, 1952. (Четвертичная геология окрестности Хяэдемээсте). Рукопись дипломной работы. Фонды кафедры геологии Тартуского государственного университета.

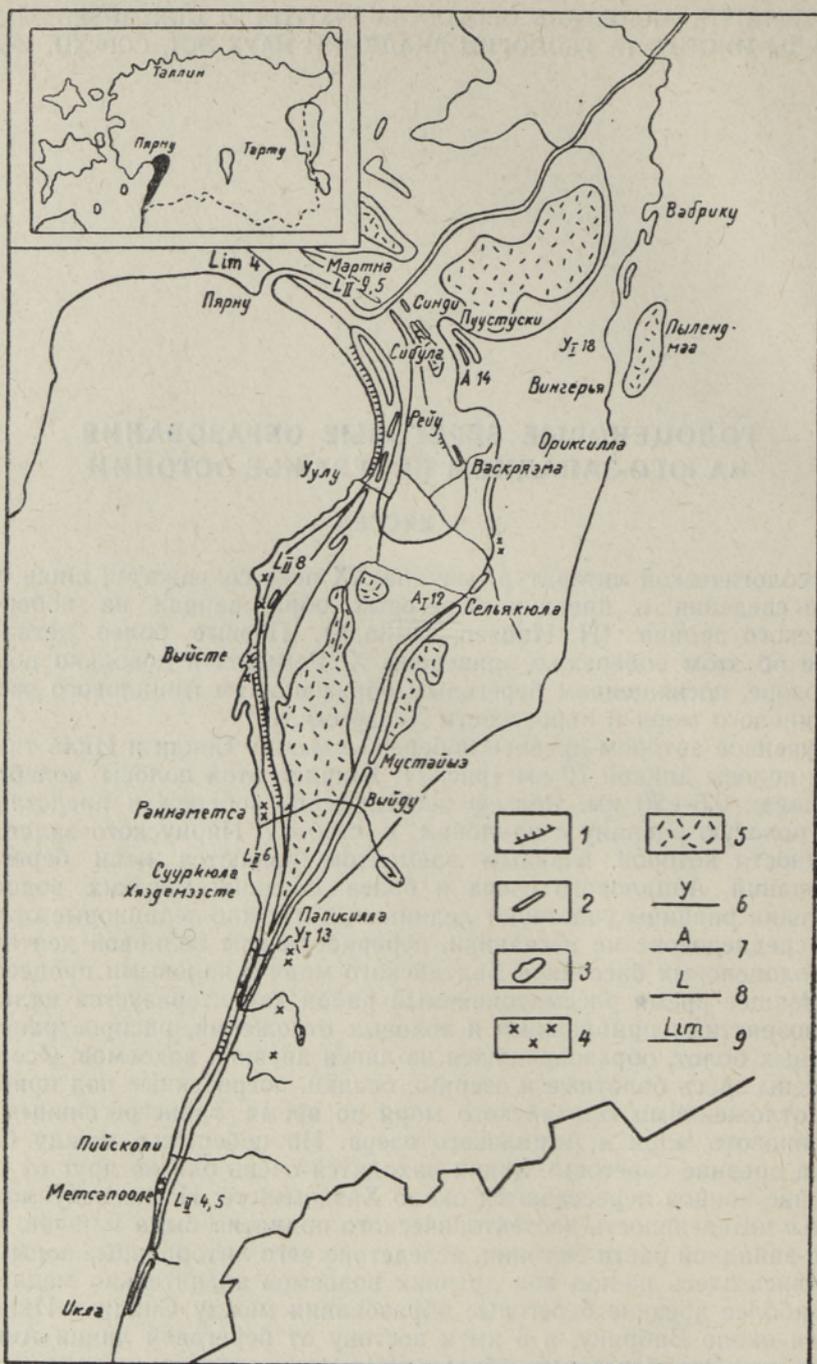


Рис. 1. Древние береговые линии на побережье между Синди и Икла и важнейшие из исследованных местонахождений.

1 — уступы; 2 — береговые валы и косы; 3 — береговые дюны; 4 — скопления эрратических валунов; 5 — верховые болота; 6 — береговая линия Иольдиевого моря; 7 — то же, Анцилового озера; 8 — то же, Литоринового моря; 9 — то же, Лимниевского моря.

вая линия маркируется слабо выраженной абразионно-аккумулятивной террасой на абс. отметке 13—17 м. Упомянутая береговая линия проходит довольно близко от береговой линии Анцилового озера и пересекается с ней в окрестности Паписилла.

Верхнее болото Мустраба у Пылендмаа ограничено с запада широким береговым валом. Нижние слои в разрезе этого болотного массива представлены сапропелем (грубодетритовой гиттией), содержащим зеленые водоросли (рис. 2). Мощность сапропеля в более глубоком разрезе — 30 см. По спорово-пыльцевому анализу, сапропель относится к IX—VII фазам развития лесов (по Посту и Нильсону). Под сапропелем залегают пески с примесью органического вещества и чистые пески мощностью 90 см. В верхней части песков установлена пыльца древесных пород в следующих количествах: *Picea* — 3%, *Pinus* — 61%, *Betula* — 34%, *Alnus* — 2% и *Salix* — 1%. В данном слое пыльца травянистых растений преобладает над пыльцой древесных пород. Найдены пыльца *Carex* (несколько видов), *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Umbellifereae*, *Artemisia vulgaris* и др. В изобилии встречаются также споры мхов, главным образом *Bryales*.

Образование осокового торфа в верхнем болоте Мустраба охватывает промежуток времени от VI фазы до начала III фазы; в течение остального времени (фазы III—I) происходило образование сфагнового торфа. Максимальная мощность последнего на западной окраине болота достигает 5,5 м.

Наличие озерных отложений в пределах современного верхнего болота Мустраба указывает на то, что здесь во время IX фазы существовало озеро. У нас нет данных о существовании связи между этим бывшим озером и открытым морем Балтийского бассейна. Солоноватоводные диатомовые водоросли в сапропеле данного болота совершенно отсутствуют. Однако местоположение этого озера и приблизительная абсолютная отметка его отложений по отношению к упомянутой выше береговой линии наводят на мысль, что озерный сапропель образовался здесь одновременно с береговым валом Пылендмаа. Основываясь на результатах спорово-пыльцевого анализа, этот береговой вал на абс. отметке 17—18 м, а следовательно, и цепь древних береговых образований между Вабрику и Паписилла можно увязать с максимальным уровнем Иольдиевого моря (см. рис. 12).

Ниже береговой линии Иольдиевого моря на побережье рассматриваемого района около Пиканымме и Пуустуски на абс. отметке 13—14 м прослеживаются береговой вал и слабо выраженные золотые формы Анцилового озера. В юго-западном направлении характер береговой линии меняется, и на расстоянии 5 км к югу от Сельякюла она в основном представлена валообразным аккумулятивным поясом прибрежных отложений. Этот аккумулятивный пояс длиной 15 км тянется в том же направлении до Хяэдемээсте и располагается на следующих абс. отметках: у Сельякюла — 12 м, у Мустайыэ — 10, у Выйду — 8 и у Хяэдемээсте — 8,5 м (см. рис. 12). На всем протяжении отдельные части аккумулятивного пояса прибрежных отложений одинаковы как по морфологии, так и по литологическому составу. Он представляет собой невысокий пологий вал с относительной высотой 2—3 м при ширине 50—200 м. Эти береговые образования, несмотря на очень пологую форму их, отчетливо выделяются на фоне равнинной заболоченной местности. Максимальная мощность прибрежных отложений аккумулятивного пояса достигает у Выйду 4 м. Сложены они песками и гравиями, главным образом с кристаллическими валунами. Гряды прибрежных дюн на рассматриваемой береговой линии окаймляются непре-

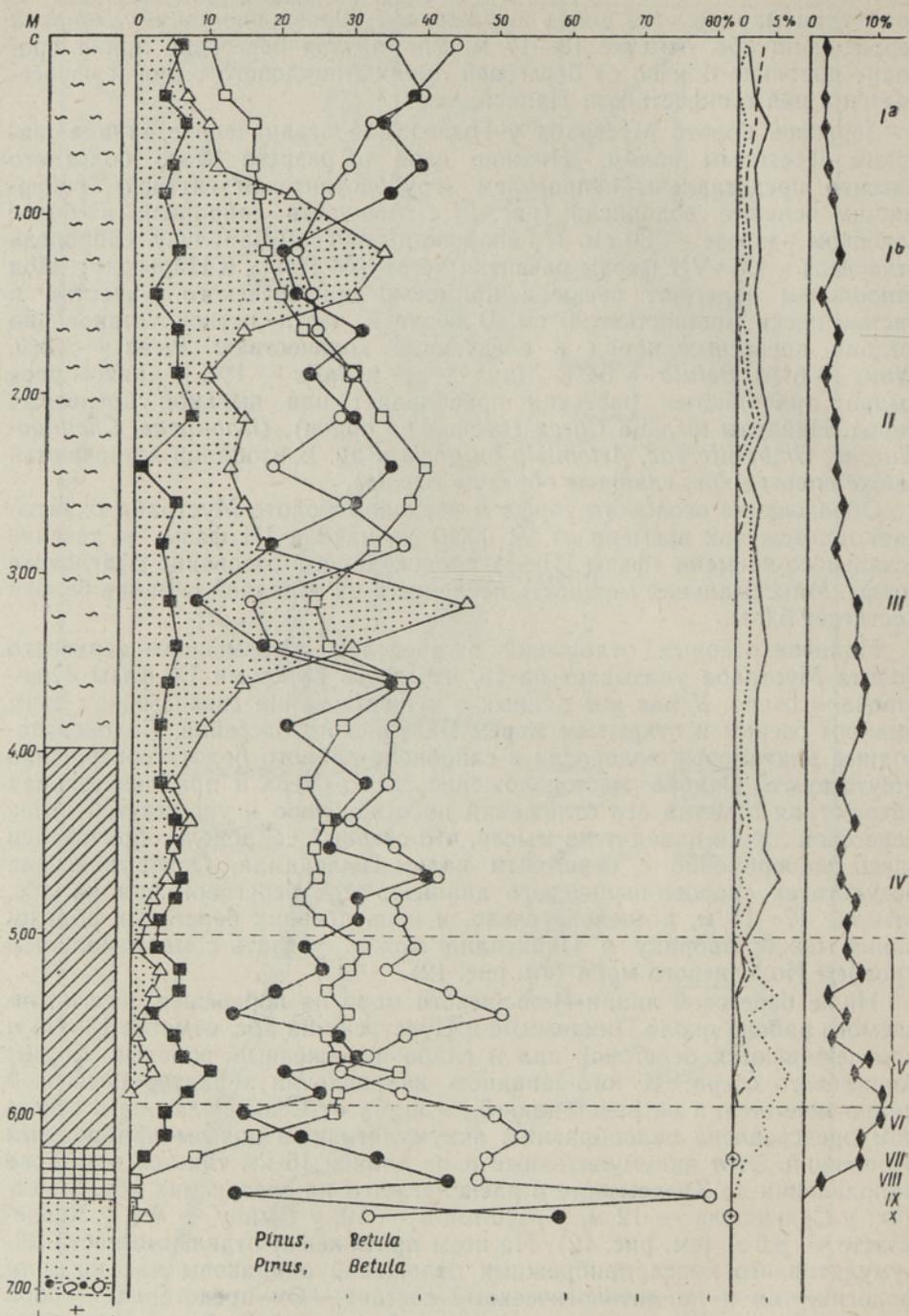


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза верхового болота Мустрба у Пылендмаа.

Условные обозначения см. на рис. 3.

ривным аккумулятивным поясом прибрежных отложений. Отдельные холмы этих дюн возвышаются у Выйду до 7 м и у Хяэдемээсте до 12 м, но в основном их высота достигает 5 м. Прибрежные дюны Анцилового

озера между Сельякюла и Хяэдемээсте являются типичными. Подветренный крутой склон этих дюн имеет углы наклона 28—30°, в то время как наветренный склон более пологий (10—20°) и часто нарушен ложбинами дефляции.

Двух ясно выраженных параллельных береговых линий трансгрессивного характера — Анцилового озера и Литоринового моря — между Хяэдемээсте и Икла не наблюдается. Здесь прослеживаются только сравнительно небольшие пояса береговых образований, расположенные очень близко друг от друга. Одно более ясное звено их на береговой линии Анцилового озера находится на расстоянии 20 км к югу от Хяэдемээсте, около Метсапооле. Валообразные береговые дюны, образованные слиянием разновозрастных гряд высотой в 3—5 м, располагаются здесь соответственно на абс. отметках 6 и 7 м (А и L; см. рис. 12). Еще дальше к югу, между Метсапооле и Икла, можно обнаружить только береговые образования Литоринового и Лимнивого морей. На этом участке побережья береговые образования Анцилового озера переработаны и погребены под прибрежными отложениями Литоринового моря. В качестве примера последнего явления можно указать на погребенные прибрежные отложения Анцилового озера вдоль берегов ручья Леммеоя около Пийскопи. Узкая долина Леммеоя прорезает аккумулятивный пояс прибрежных отложений Балтийского моря, который имеет здесь сравнительно небольшую ширину (200—500 м). Упомянутый аккумулятивный пояс прибрежных отложений выражен в виде береговых валов и дюн, постепенно понижающихся к современному морю. На валах аккумулятивного пояса наблюдаются большей частью лишь слабые следы переувлажнения. Часть этих валов следует рассматривать как аккумулятивные формы эоловой деятельности, часть — как береговые валы, образовавшиеся в результате волновой аккумулятивной деятельности на пологом песчаном берегу. В наблюдаемой местности наиболее древним береговым образованием являются валообразные дюны Анцилового озера. По данным нивелировки, около Пийскопи находится подветренное подножие этих дюн на абс. отметке 5 м, а наветренное подножие, частично также и соответствующий склон, погребены под прибрежными и эоловыми отложениями Литоринового моря. На восточном крае аккумулятивного пояса, около Пийскопи, эоловые пески Анцилового озера покрывают однообразный береговой гравий на абс. отметке 4 м.

Для установления возраста отложений Анцилового озера около Пийскопи большое значение имеют погребенные органогенные отложения под вышеназванным береговым гравием. Они состоят из древесно-торфяникового торфа, возраст которого по спорово-пыльцевому анализу — VIII фаза (рис. 3). Рассматриваемые прибрежные и погребенные болотные отложения анцилового времени распространяются с перерывами до шоссе Таллин—Рига у моста Леммеоя, где погребенные органогенные отложения уже отсутствуют. В этом месте поверхность прибрежных отложений Анцилового озера находится еще на абс. отметке около 4 м. Здесь соответствующие отложения очень быстро выклиниваются в сторону моря. Для прибрежных отложений Анцилового озера характерны как кристаллические, так и карбонатные гальки. Эти отложения состоят в общем из более грубозернистого материала, чем вышележащие береговые отложения Литоринового моря на западном склоне того же самого аккумулятивного пояса. Последние отложения значительно более тонкозернистые и характеризуются тонкими прослойками тяжелых минералов. Подножия береговых валов и сливающихся с ними дюн Литоринового моря около Пийскопи находятся на абс. отметке 4—5 м, а наиболее высокий гребень дюн — на абс. отметке около

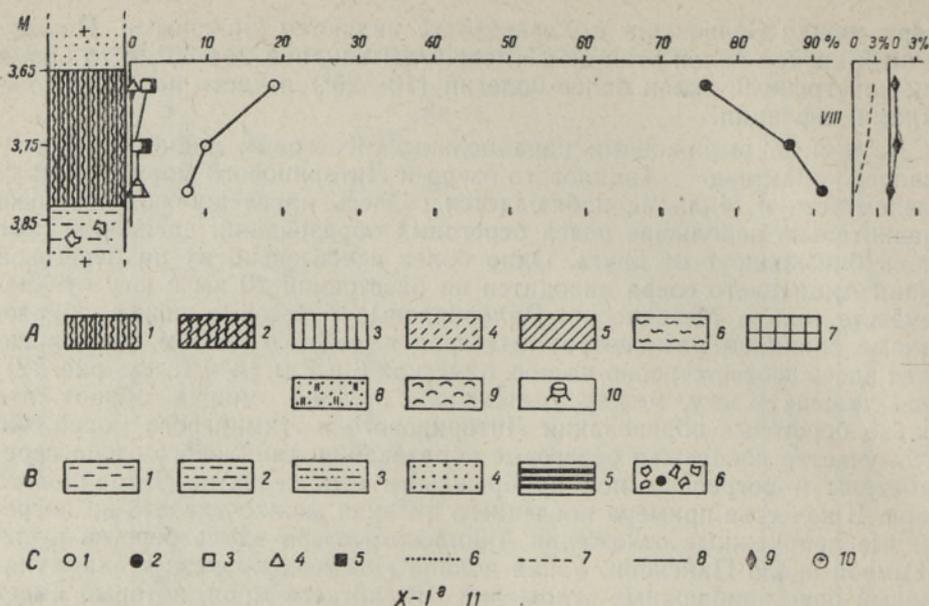


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма погребенных органогенных отложений Пийскопи на берегу Леммеоя.

Условные обозначения к рис. 2—11:

- А. Виды торфа низинного и верхового типа. 1 — древесно-тростниковый; 2 — осоково-тростниковый; 3 — древесный; 4 — гипновый; 5 — осоковый; 6 — сфагиновый; 7 — сапрпель; 8 — песок, обогащенный перегноем; 9 — солоноватоводные диатомеи.
- В. Грунты. 1 — глина; 2 — суглинок; 3 — супесь; 4 — песок; 5 — ленточные глины; 6 — морена.
- С. Пыльца древесных пород: 1 — березы; 2 — сосны; 3 — ольхи; 4 — ели; 5 — сумма пыльцы широколиственных пород (дуба + липы + вяза); 7 — липы; 8 — дуба; 9 — орешника; 10 — ивы; 11 — фазы развития лесов.

10 м. Эти береговые образования относятся к фазе L_{II-III} (см. рис. 12).

Как в Пийскопи, так и в разрезах более северной части данного района (в Пуустуски, Мустайэ и Выйду) органогенные отложения, погребенные под отложениями Анцилового озера, образовались во время бореального максимума пыльцы сосны (VIII фаза). Второе место по количеству в спорово-пыльцевых спектрах соответствующих погребенных органогенных отложений в названных местонахождениях принадлежит пыльце березы; содержание пыльцы ольхи низкое (рис. 4А). Пыльца широколиственных пород почти отсутствует. Пыльцы ели в рассматриваемых разрезах содержится мало или она появляется лишь спорадически. Погребенные органогенные отложения в Пуустуски, Мустайэ и Выйду сохранились в виде очень тонких линзообразных залежей под прибрежными отложениями Анцилового озера. Хорошо сохранились соответствующие погребенные континентальные отложения в Пийскопи, где они имеют большую мощность и богатое содержание пыльцы. На трансгрессивный характер Анцилового озера в данном районе наиболее ясно указывают погребенные органогенные отложения, обнажающиеся на стенках Тимм-канала у Выйду. Верхняя часть этих погребенных отложений состоит из глинистого сапрпеля с прослойками гипнового торфа, нижняя часть — из сильно разложившегося древесно-тростникового торфа. Такое чередование осадков погребенных отложений свидетельствует о том, что в рассматриваемом местонахождении сначала (во время максимума VIII фазы) господствовали условия на-

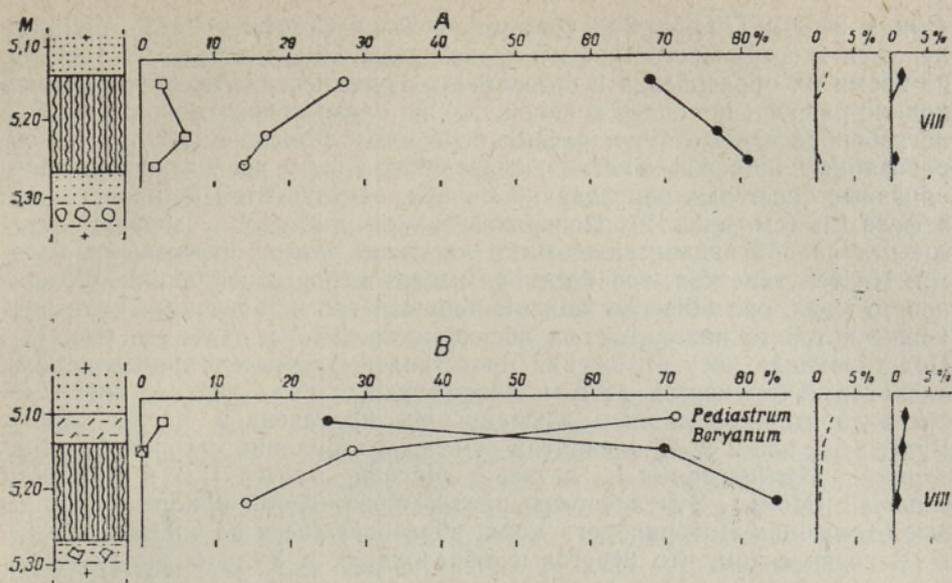


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза погребенных органогенных отложений Выйду на стенке Тимм-канала.

копления торфа, после чего (в конце той же самой фазы) наступила трансгрессия Анцилового озера (рис. 4B).

Следует упомянуть, что прибрежные отложения Анцилового озера между Синди и Икла очень бедны фауной моллюсков. Известно только одно местонахождение фауны у Пуустуски. Это явление характерно для выровненного берега, который был здесь и в прошлом.

Рассмотрим основные береговые образования Литоринового и Лимнивого морей на исследуемом побережье.

Начиная с окрестности Синди на береговой линии Литоринового моря у Мартна прослеживаются береговые валы, а также прибрежные дюны, примыкающие со стороны моря к болоту Сибула и располагающиеся на абс. отметке 9,5 м. Вблизи Уулу береговая линия Литоринового моря имеет сложный контур; в остальных частях этого побережья она прямолинейная. Между Уулу и Рейу береговая линия во время Литоринового моря оконтуривала обширную лагуну и длинную косу. В пределах лагуны отлагались хорошо отсортированные мелко- и среднезернистые пески, а в полосе, примыкающей к галечно-песчаному валу у Васкряэма, — более грубый материал. Прибрежные отложения этой лагуны образовались на пологой наклонной равнине, сложенной водноледниковыми отложениями и частично мореной. Местами здесь встречаются и отдельные уступы, например к северо-западу от Васкряэма. Коса, расположенная между Уулу и современной рекой Рейу, сложена мелко- и среднезернистыми косослоистыми песками общей мощностью до 3 м. Абсолютная отметка поверхности песков косы, по данным нивелировки, проведенной вдоль канала Уулу, около 5 м. В этих песках наблюдаются единичные экземпляры субфоссильных моллюсков, например створки *Cardium edule* L.; верхняя часть песков характеризуется содержанием небольших лепешек сильно разложившегося тростникового торфа. Возраст погребенных лепешек, по спорово-пыльцевому анализу, — V фаза, как на это указывает следующий состав пыльцы древесных пород: *Picea* — 3%, *Pinus* — 25%, *Betula* — 25%, *Alnus* — 35%,

Ulmus — 8%, *Tilia* — 2%, *Quercus* — 2% и *Corylus* — 17%. Наличие лепешек тростникового торфа в песках косы свидетельствует о том, что во время их образования в ближайших окрестностях Васкрэма происходило разрушение более древней залежи органогенных отложений. Эта погребенная залежь будет рассмотрена ниже. Можно полагать, что образование прибрежных песков, слагающих косу и вышележащие валообразные береговые образования на абс. отметке 8—9 м, происходило в фазе L_{II} (см. рис. 12). Поверхность косы сложена в основном береговыми валообразными дюнами и частично также береговыми валами. На тех участках, где коса примыкает к береговой линии Литоринового моря, она образует более обширный галечно-песчаный вал, подножие которого находится на абс. отметке 6—7 м (L_{IV}; см. рис. 12). Подстилающие косу отложения представлены горизонтальнослоистыми алевритами мощностью до 5 м. Абсолютная отметка верхней поверхности алевритов, по данным нивелировки, проведенной вдоль канала Уулу, — около 2 м. В алевритах отмечены скопления створок *Cardium edule* L., *Mytilus edulis* L., а также *Macoma baltica* (L.) и *Hydrobia ventrosa* (Mont.). Эти алевриты представляют собой прибрежные донные отложения Литоринового моря, образовавшиеся во время фазы L_I.

В связи с тем, что береговые образования в Уулу более молодые, чем отложения L_{IV}, следует обратить внимание на небольшой абразионный уступ на абс. отметке 1,5 м. По возрасту он, вероятно, соответствует фазам L_{III-IV} (см. рис. 12). Вообще на протяжении большей своей части исследуемое побережье ограничено со стороны моря узкой равниной, на которой встречаются отдельные слабо выраженные береговые образования Лимнивого моря.

Коса Уулу переходит в южном направлении в хорошо выраженные береговые образования, которые прослеживаются непрерывно на протяжении 7 км, вплоть до Выйсте, где высота их подножия достигает 6—7 м. У Выйсте описываемая береговая линия L_{II} сливается с береговыми валообразными дюнами более позднего происхождения. Местами в серии валообразных дюн у Выйсте насчитывается до 38 разновозрастных валов. Подножия этих дюн находятся здесь на абс. отметке 8,5 м (см. рис. 12). По всей вероятности, это береговое образование представляет собой единую золово-морскую аккумулятивную форму, которая состояла вначале из целого ряда нешироких кос. Максимальная ширина серии дюн — 1 км; высота отдельных валов небольшая — 3—5 м.

В сторону моря от аккумулятивных береговых образований в Выйсте наблюдается абразионный уступ длиной 8 км, доходящий до Раннаметса. Абсолютная отметка этого уступа в Выйсте примерно 2,5 м (L_{III-IV}), относительная высота около 4 м (см. рис. 12). На абразионной равнине перед уступом располагаются скопления эрратических валунов на абс. отметке 1—1,5 м.

Серия прибрежных дюн близ Выйсте переходит в полосу дюн, которая на расстоянии нескольких километров от Раннаметса частично перекрыта грядами крупных параболических дюн. Здесь находятся и более высокие вершины их с народными названиями «Тьютусемяги» и «Каутсимяги». Отдельная высота холмов этих дюн достигает максимально 23 м. Отдельные золовые гряды в серии валообразных дюн представлены рядом строго параллельных песчаных валов с крутизной склонов в пределах 10—20°. Эти золовые гряды гнутся параллельно древней береговой линии, и их можно легко отличить друг от друга. Можно полагать, что валообразные дюны являются береговыми валами и косами, в большей или меньшей степени перекрытыми золо-

выми песками. Это заключение подтверждается также данными о внутреннем строении валообразных дюн в Выйсте и в других местах изучаемого района, особенно в южной части его, например около Пийскопи. Крупные прибрежные дюны около Раннаметса, независимо от их размеров и степени расчленения поверхности, в общих чертах аналогичны вышеназванным валообразным дюнам. Детали морфологии этих крупных дюн довольно сложные. Налегаящие один на другой более высокие холмы и валы образуют эоловый аккумулятивный пояс с неправильно бугристой поверхностью. Наветренные склоны их имеют крутизну 5—10°, а подветренные — максимально 35°, например около моста Тимм-канала в Раннаметса. Остальные береговые образования около Раннаметса рассматриваются ниже при описании погребенных органогенных отложений.

От Раннаметса к югу и почти до Хяэдемээсте для береговой линии Литоринового моря характерны прибрежные валообразные дюны небольших размеров и отдельные береговые валы на разновозрастных уровнях. Между Сууркюла и Хяэдемээсте встречаются тянущиеся параллельно пологие береговые валы длиной до 2,5 км на абс. отметке 3,3 м (L_{II}) и 4—5,5 м (L_{III}) (см. рис. 12). В сторону моря от этих валов наблюдаются еще два береговых вала на абс. отметке 0,6—1,3 м, которые относятся уже к более поздним фазам Лимнивого моря (см. рис. 12). Рассматриваемая система береговых валов в целом состоит из однородных материалов, т. е. из мелко- и среднезернистых песков, состав которых очень близок к составу эоловых песков. Грубозернистые фракции в отложениях береговых валов здесь совершенно отсутствуют.

От Хяэдемээсте до Икла прослеживается узкий аккумулятивный пояс прибрежных и эоловых отложений литоринового и лимнивого возраста. Этот пояс длиной 40 км имеет вид береговых валов и эоловых накоплений. Стратиграфически наиболее четко выраженные участки береговых образований Литоринового моря вдоль названного пояса находятся, например, в Пийскопи, в Метсапооле и в Икла. Уровень L_{II-III} отмечен в Пийскопи береговыми валами на абс. отметке 4—5 м, уровень L_{IV} — береговыми дюнами на абс. отметке 3 м (см. рис. 12). В сторону моря от этих береговых дюн прослеживаются еще невысокие береговые дюны на абс. отметке 1—1,5 м. Они очень молодые и в настоящее время только частично закреплены сосновым лесом. В Метсапооле выделяются валообразные гряды прибрежных отложений на абс. отметке 3—5 м; по возрасту они относятся к фазам L и Lim. В более близкой к морю полосе, в пределах заплеска современных штормовых волн, находится небольшая лагуна. Наконец, следует обратить внимание на некоторые береговые образования к северу от Икла. Здесь вдоль шоссе Таллин—Рига береговая линия выражена преимущественно валообразными береговыми дюнами, под отложениями которых погребены гравелистые пески и гравий, мощностью 1,5 м. В сторону моря береговые дюны переходят в низкий уступ на абс. отметке 3—4 м ($L_{II}-L_{IV}$; см. рис. 12). Перед уступом, на расстоянии нескольких десятков метров от шоссе, находится более молодая береговая линия в виде песчано-галечного берегового вала на абс. отметке 2—3 м (см. рис. 12). Под отложениями берегового вала на глубине 1,5 м залегает сильно разложившийся торф мощностью 1—3 см. Исследование торфа под микроскопом показало, что он содержит главным образом различные неопределенные остатки растений и, кроме того, некоторые зеленые водоросли, а также остатки низших ракообразных и в небольшом количестве скелеты диатомовых водорослей. Полный видовой состав последних не выяснен, так как скелеты их очень хрупкие и фрагментные. Пока лишь можно

указать на существование здесь следующих полупресноводных и пресноводных форм: *Saccocconeis scutellum* Ehr., *S. scutellum* var. *parva* Grun., *S. placentula* Ehr. var. *euglypta* (Ehr.), *S. pediculus* Ehr., *Epithemia turgidata* (E.) Ktz. var. *Westermanii* (Ktz.) Grun. Спорово-пыльцевой анализ на основании одного образца торфа показывает следующий состав пыльцы древесных пород: *Picea* — 23,6%, *Pinus* — 48,8%, *Betula* — 7,6%, *Alnus* — 11,5%, *Ulmus* — 1,2%, *Tilia* — 4,4%, *Quercus* — 2,8% и *Corylus* — 2%. Можно полагать, что по возрасту торф относится к концу IV фазы развития лесов. Характер погребенной залежи и недостаточные результаты спорово-пыльцевого анализа о данной залежи не позволяют с уверенностью сказать, относятся вышележащие береговые отложения к фазе L_{IV} или Lim_I, но предварительно их относят к фазе L_{IV}. Как известно, во время IV фазы развития лесов сформировались береговые образования L_{IV}, например в Клоога на северо-западном побережье Эстонии (Thomson, 1929).

Установить возраст береговых образований Литоринового моря помогают погребенные органогенные отложения, залегающие под прибрежными отложениями в Синди, Васкряэма и Раннаметса.

В 1954 году с помощью скважин и по данным разрезов колодцев было обнаружено погребенное болото на левом и правом берегу р. Пярну около Синди. Соответствующие отложения в виде тростникового торфа и сапропеля распространяются на площади 2 км²; максимальную мощность (1,32 м) они имеют на левом берегу Пярну, недалеко от зданий Дома инвалидов (рис. 5, разрез 1). На указанной площади болото перекрыто прибрежными, частично эоловыми отложениями, мощность которых колеблется в пределах 1—2,5 м. Под болотными отложениями залегают маломощный (0,60—1,00 м) прослой мелкозернистых песков прибрежных донных отложений, а за ними до уровня воды реки Пярну следуют ленточные глины видимой мощностью 3—4 м. Два года спустя в этом же обнажении, приблизительно на расстоянии 30 м от разреза по направлению к устью реки Рейу, на более низком уровне была обнаружена еще другая линзообразная залежь погребенных органогенных отложений мощностью 1,03 м (рис. 6, разрез 2). Она представлена в нижней части главным образом песками, обогащенными перегноем и в меньшей мере гипновым торфом. В верхней части данного разреза имеются органогенные отложения в виде тростникового торфа мощностью 48 см.

По данным спорово-пыльцевого анализа, возраст погребенного болота около Синди датируется VI и V фазами (рис. 5 и 6). В разрезе 2 верхняя часть слоев тростникового торфа размыта и поэтому более точно установить возраст трансгрессии Литоринового моря в окрестности Синди можно по спорово-пыльцевому анализу разреза 1. Размыв верхней части слоев органогенных отложений, погребенных под прибрежными отложениями Балтийского моря, наблюдается часто и в других соответствующих местонахождениях Эстонии. В части спорово-пыльцевой диаграммы, соответствующей второй половине V фазы, весьма характерно, по данным разреза 1954 года, падение кривой пыльцы ольхи и орешника, причем наряду с этим пыльца ели представлена непрерывной кривой, а кривая пыльцы широколиственных пород после максимума резко падает. Возраст погребенных отложений в нижней части разреза 2 датируется IX и VIII фазами (рис. 6); следовательно, они образовались здесь до трансгрессии Анцилового озера.

Верховое болото Сибула расположено примерно в 0,5 км к югу от погребенного болота Синди. В верхней части болота залегают сфагновый

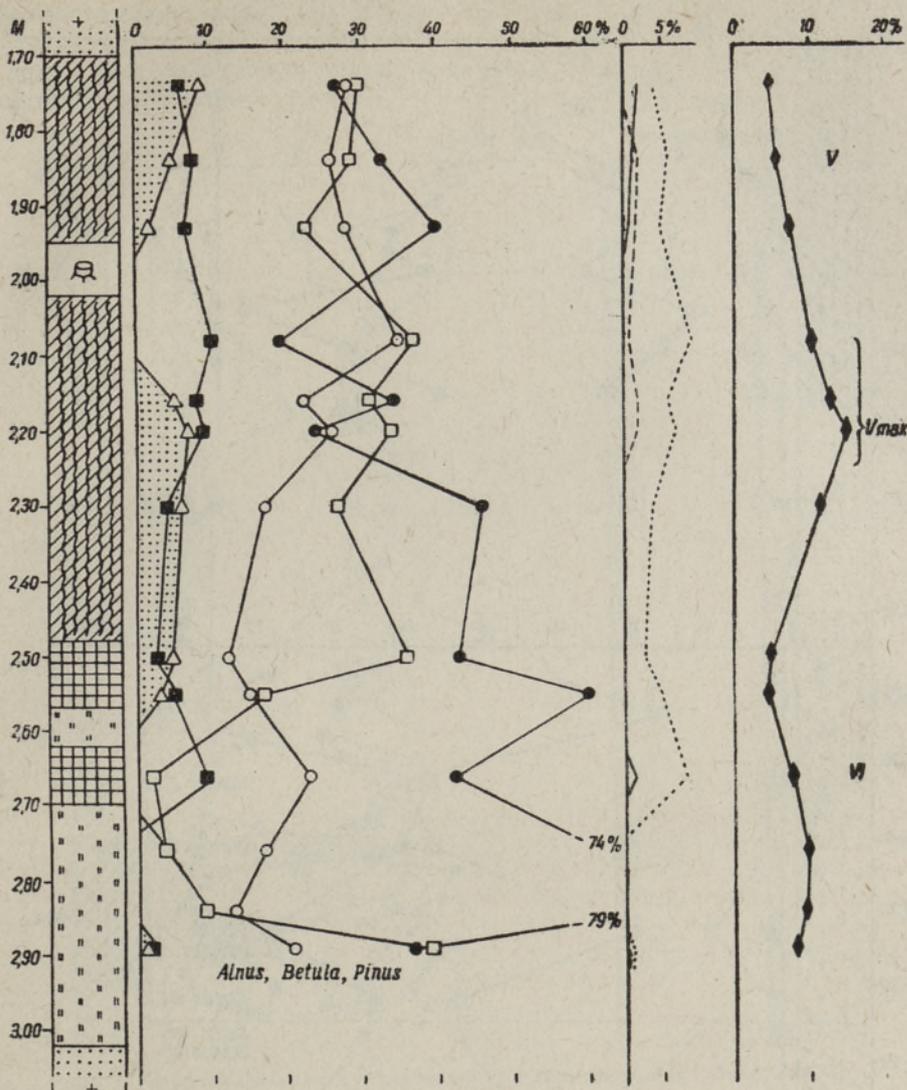


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 1 погребенных органических отложений Синди (1954 г.).

торф, переходящий внизу в осоковый низинный торф. Общая мощность торфа примерно 4,5 м. Под торфом находится тонкий слой сапропеля мощностью 10 см. Разрез заканчивается разнозернистым песком, видимая мощность которого 0,5 м. Залегающий на небольшой площади сапропель отложился здесь, согласно спорово-пыльцевой диаграмме, после максимума пыльцы широколиственных пород, перед концом V фазы (ср. рис. 7 и 2). На диаграмме разреза Сибула, на глубине 4,3 м, встречается еще в большом количестве пыльца представителей широколиственных пород, а также ольхи и орешника. Сравнение этого состава пыльцы древесных пород с составом пыльцы в V фазе по спорово-пыльцевой диаграмме разреза Пылэндмаа показывает, что образование болота Сибула началось, по-видимому, после максимума пыльцы ши-

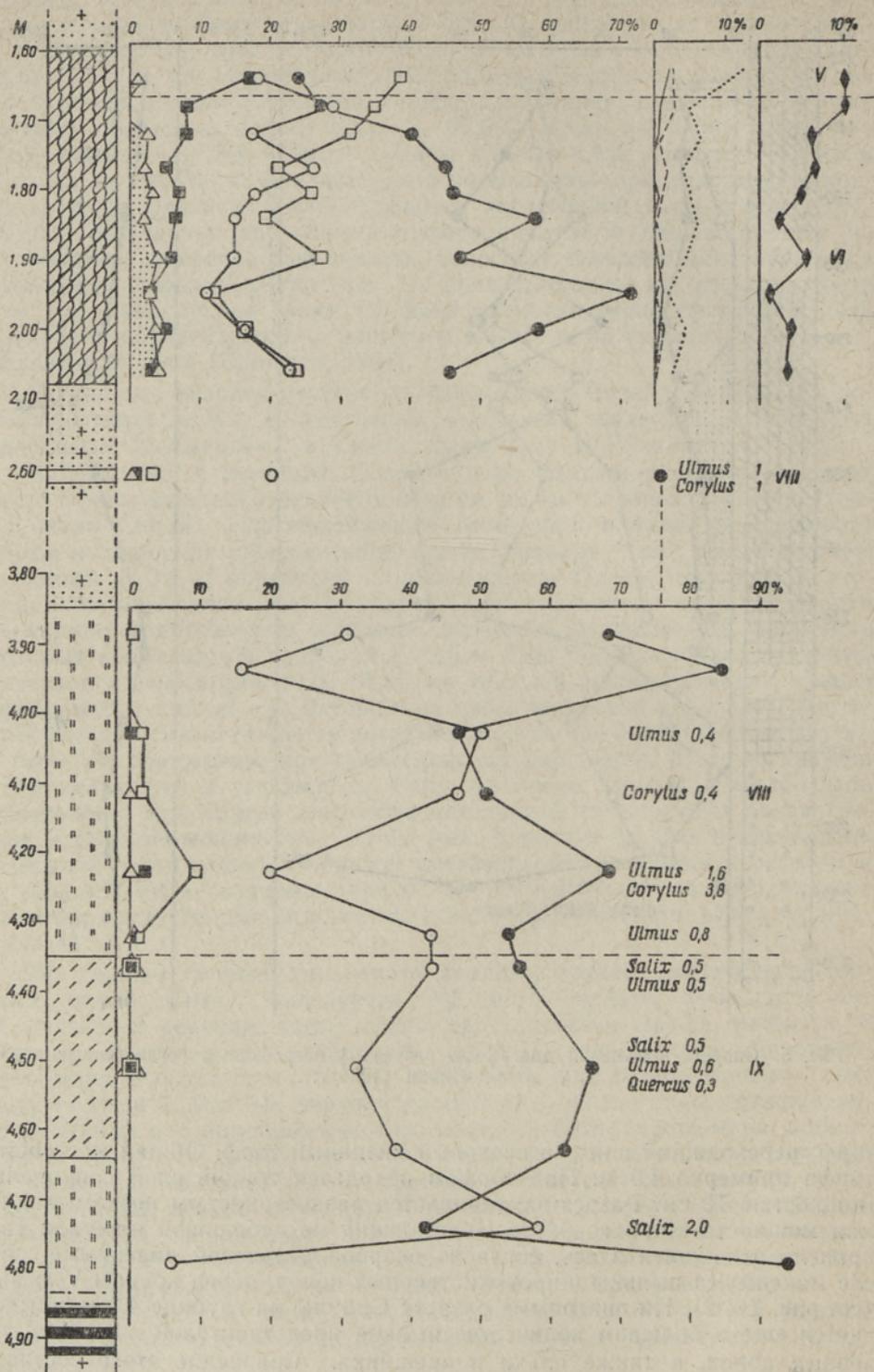


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 2 погребенных органогенных отложений Синди (1956 г.).

роколиственных пород. По спорово-пыльцевому анализу, в болоте Сибула низинный торф образовался во время IV и в середине III фазы, а отложение сфагнового торфа началось в III фазе и продолжается до настоящего времени.

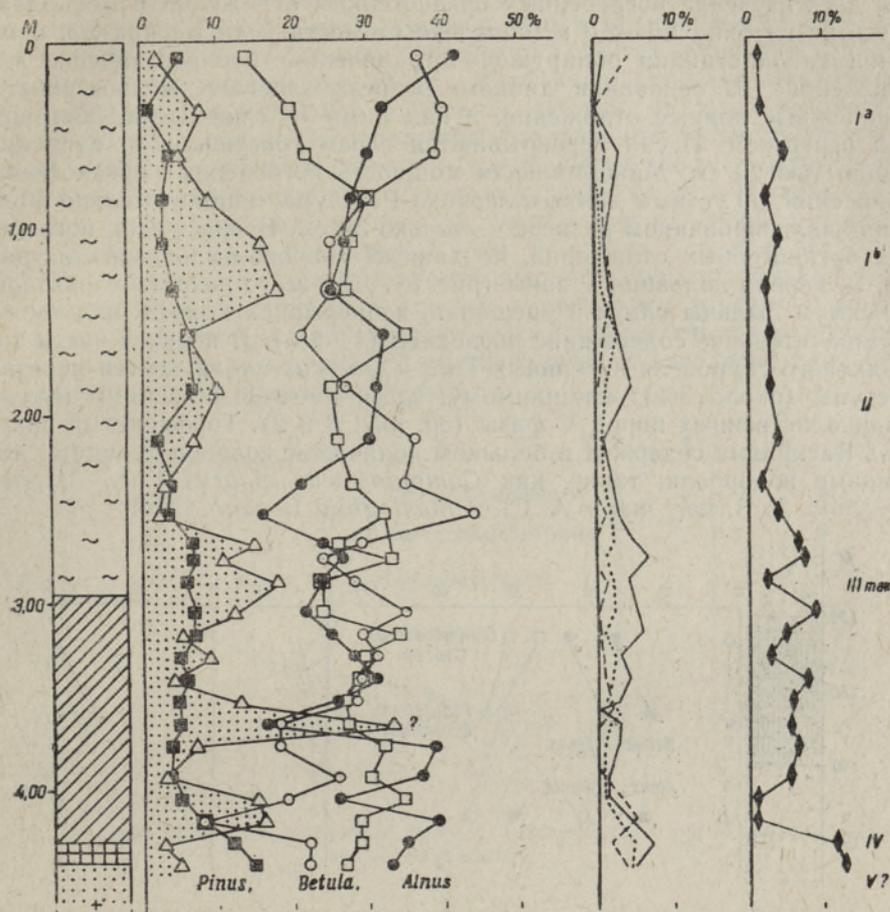


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза верхового болота Сибула.

Характер спорово-пыльцевой диаграммы разреза болота Сибула свидетельствует о том, что сапрпель на дне болота начал отлагаться во время трансгрессии L_{11b}. Береговой вал, образовавшийся во время L_{11b} и позже перекрытый прибрежными дюнами, создал предпосылки для образования небольшого озера на побережье в пределах современного болота Сибула. Это озеро зарастало сравнительно быстро, и в начале IV фазы развития лесов здесь образовалось уже низинное болото. Разрез озерных и болотных отложений указывает на непрерывное развитие их в условиях суши. Никаких следов морской трансгрессии в данном разрезе не обнаружено. Диатомовые водоросли в сапрпеле Сибула совершенно отсутствуют.

Таким образом выяснилось, что озерные и болотные отложения Синди и Сибула — явно разновозрастные. По топографической карте и минеральное дно болота Сибула находится на уровне поверхности по-

гребенного болота Синди. Развитие погребенного болота Синди прекратилось в связи с трансгрессией L_{11b}, как уже указывалось выше, а болото Сибула начало развиваться во время этой трансгрессии.

Для определения возраста трансгрессии L_{11b} дополнительные сведения дает изучение погребенных органогенных отложений в Васкрязма. Здесь на глубине 1,5—2,0 м, недалеко от моста реки Васкрязма, около одноименной станции обнаружено ограниченное распространение этих отложений. В основании данного разреза залегают мелкозернистые прибрежные донные отложения, а над ними — слой песка, обогащенный перегноем. Пески перекрываются слоем тростникового сапропеля мощностью 20 см. Максимальная мощность погребенных органогенных отложений, по устным данным лесника Р. Лаура, приблизительно 80 см, в проанализированном разрезе — только 30 см. Возраст этих погребенных органогенных отложений, по данным спорово-пыльцевой диаграммы, — первая половина V зоны (рис. 8). Для всего разреза характерны максимум пыльцы ольхи и орешника, непрерывная кривая пыльцы ели и незначительное содержание последней (1—2%). В верхней части тростникового сапропеля на кривых *Tilia* и *Quercus* наблюдаются нерезкие выступы (около 3%); по-видимому, здесь имеются максимум пыльцы широколиственных пород V фазы (ср. рис. 8 и 2). Торфянистый сапропель Васкрязма содержит в большом количестве солоноватоводные диатомовые водоросли, такие, как *Campylodiscus clypeus* Ehr., *Amphora mexicana* A. S. var. *major* A. Cl. и *Mastogloia Braunii* Grun.

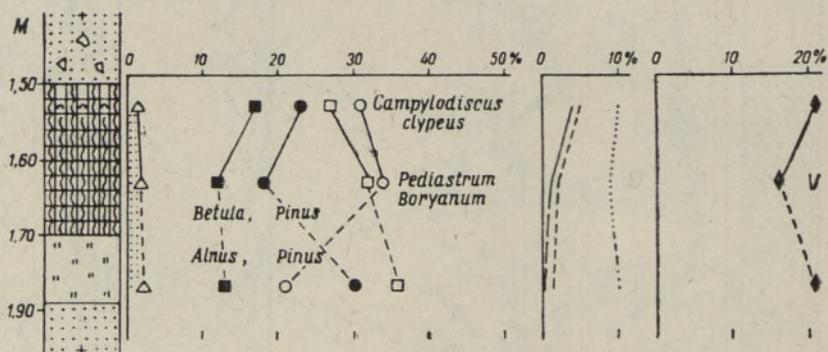


Рис. 8. Спорво-пыльцевая диаграмма разреза погребенных органогенных отложений Васкрязма.

Погребенные органогенные отложения Васкрязма не позволяют установить характер геологических процессов, протекавших здесь во время VI фазы.

Торфянистый сапропель с диатомовыми водорослями в более верхней части разреза связан с морским водоемом, существовавшим здесь в V фазе. На основании характера погребенных органогенных отложений в Васкрязма можно предполагать, что торфянистый сапропель образовался в небольшой, заросшей тростником лагуне. Верхняя часть погребенных отложений, по-видимому, была разрушена абразией во время трансгрессии L_{11b}. Небольшие лепешки и более тонкие частицы разрушенных абразией органогенных отложений можно проследить в прибрежных отложениях L_{11b} вдоль стенок канала Уулу. Интересно отметить, что местонахождение погребенных органогенных отложений в Васкрязма находится примерно на расстоянии 4 км от канала Уулу. Наконец, трансгрессивные воды L_{11b} перекрыли органогенные слои в Васкрязма прибрежными отложениями в виде грубозернистых песков.

В 20 км к югу от местонахождения Васкрязма в 1952, * 1953, ** 1955, 1961 и 1962 годах по обнажениям вдоль стенок Тимм-канала и при помощи буровых скважин в верховом болоте Толкузе изучены погребенные органогенные отложения мощностью до 35 см. Отложения эти перекрыты прибрежными отложениями Литоринового моря в виде косослоистых песков и горизонтальных алевритов общей мощностью до 4,75 см. Ниже погребенных органогенных отложений залегает береговой гравий Анцилового озера мощностью 30 см. Еще ниже залегают ленточные глины мощностью примерно 1 м и серая морена, видимая мощность которой 0,50 м. Прибрежные отложения, погребенные органогенные отложения и береговой гравий быстро выклиниваются вдоль стенок Тимм-канала как в сторону моря, так и в направлении болота Толкузе. Образцы для спорово-пыльцевого анализа были взяты на левой и правой стенках Тимм-канала в Раннаметса (рис. 9, разрез 1 и рис. 10, разрез 2). В нижней части обоих разрезов органогенные отложения представлены древесно-тростниковым торфом и древесным торфом, в верхней части — глинистым сапропелем с прослойками гипнового торфа. Интересно отметить, что в нижней части разреза 2 находятся пень березы и мелкие куски древесных пород.

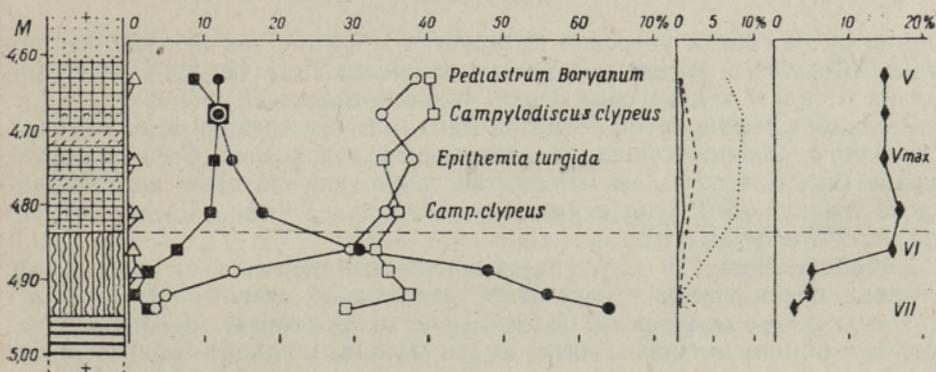


Рис. 9. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 1 погребенных органогенных отложений Раннаметса.

Из спорово-пыльцевой диаграммы разреза 1 выясняется, что возраст древесно-тростникового торфа — VII и частично VI фаза. Глинистый сапропель в этом же разрезе начал отлагаться еще в VI фазе и продолжал накапливаться в V фазе (диаграмма показывает максимум пыльцы широколиственных пород). Он отлагался, как на это указывает состав пыльцы в верхней части разреза 2, во второй половине V фазы. В более верхней части глинистого сапропеля кривые пыльцы ольхи и орешника имеют тенденцию к понижению после их максимума, падают также и кривые пыльцы *Ulmus* и *Tilia*.

Верхние слои органогенных отложений в обнажениях Тимм-канала сильно размыты, и лепешки их наблюдаются в вышележащих прибрежных донных отложениях на разных уровнях. По спорово-пыльцевым данным, возраст одной большой лепешки, находящейся на 1,5 м выше

* H. Remmel. Näädemeeste ümbruse kvaternaargeoloogia. 1952. Рукопись дипломной работы. Кафедра геологии Тартуского государственного университета.

** К. К. Орвику. Объяснительная записка к «Геологической карте четвертичных отложений Эстонской ССР». 1953. Рукопись. Фонды Института геологии АН ЭССР.

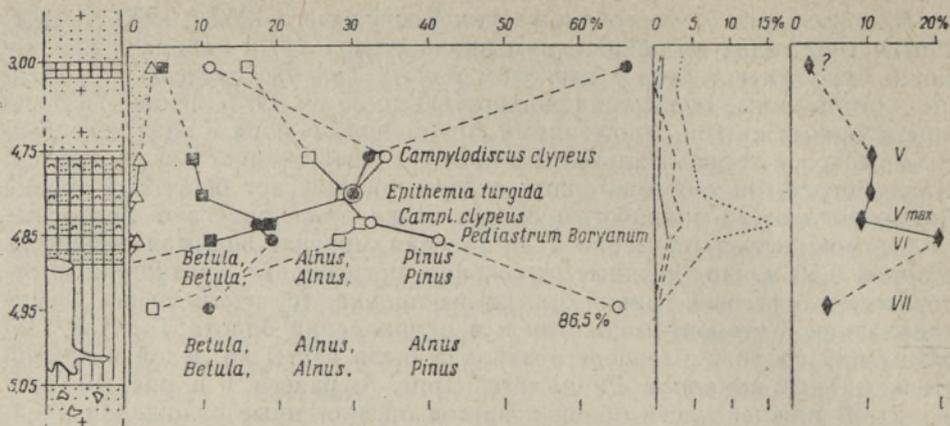


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 2 погребенных органогенных отложений Раннаметса.

сапропеля, не совсем уверенно датируется V фазой, так как количество пыльцы *Corylus* в ней для этой фазы слишком мало. Но в то же время пыльца остальных древесных пород может относиться к V фазе.

В глинистом сапропеле разрезов Раннаметса встречаются единичные экземпляры солоноватоводных диатомовых водорослей *Campylodiscus clypeus* Ehr. и в большом количестве такие пресноводные диатомовые водоросли, как *Epithemia argus* Ktz., *Diploneis Smithii* (Breb) и *Navicula peregrina* (Ehr.) Ktz.

На расстоянии 275 м от рассмотренных разрезов, находящихся в пределах пояса высоких береговых дюн, вдоль стенок Тимм-канала изучены некоторые разрезы болота Толкузе. В разрезе, проанализированном с помощью спорово-пыльцевого метода, мощность сфагнового и осокового низинного торфа составляет соответственно 0,80 и 1,60 м. В подошве торфянистых отложений залегают диатомовые пески мощностью до 35 см. Ниже этих песков наблюдаются, по данным бурений, еще мелкозернистые пески видимой мощностью 1,5 м. Для них характерны очень тонкие прослойки органогенных материалов, происходящих из погребенных органогенных отложений Раннаметса.

По спорово-пыльцевому анализу, диатомовые пески соответствуют IV фазе, вышележащий низинный торф по времени торфообразования отвечает III и II фазам и сфагновый торф — I фазе развития лесов (рис. 11). Максимум IV фазы представлен очень высоким содержанием пыльцы дуба (21%). Начало образования диатомовых песков на основании имеющихся материалов установить невозможно, но конец его падает на конец IV и начало III фазы. Все проанализированные образцы диатомовых песков довольно богаты пыльцой.

В диатомовых песках отмечены главным образом пресноводные формы водорослей, такие, как *Navicula peregrina* (Ehr.) Ktz., *Gyrosigma attenuatum* (Ktz.) Rabh., *Coscinodiscus* sp., а также солоноватоводная диатомовая водоросль *Campylodiscus clypeus* Ehr.

В окрестностях Раннаметса в конце VII фазы и еще в VI фазе господствовали условия суши, о чем свидетельствует, например, наличие древесно-тростникового торфа; следовательно, здесь на берегу Ключей-сового моря местность была значительно заболоченной. Соответствующие отложения могут быть приняты и за отложения небольшого ло-

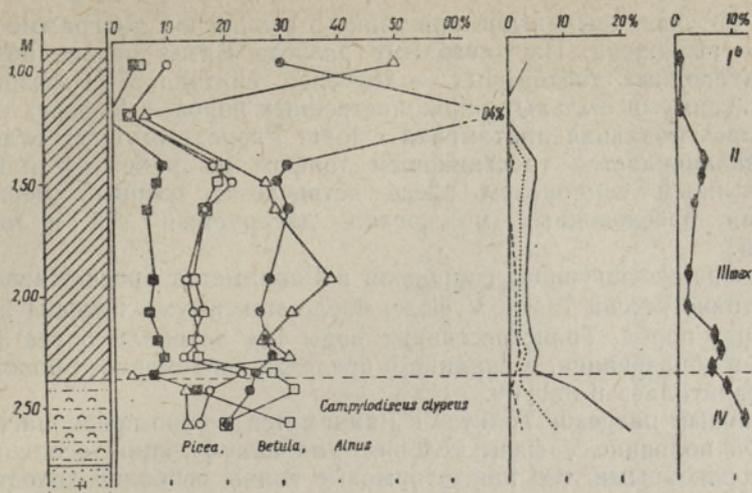


Рис. 11. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза верхового болота Толкузе.

кального водоема, так как они распространяются на довольно большой площади, ширина которой 400 м, а длина неизвестна.

Из диаграммы разреза Раннаметса не выясняется время начала первой трансгрессии (L_1) на данном побережье, так как в VI фазе лагунные осадки, отложившиеся, по-видимому, в устье лагуны, образовались в виде очень тонких слоев в неспокойных условиях залегания. Глинистый сапропель с солоноватоводными диатомовыми водорослями на абс. отметке 1 м указывает на первое повышение уровня Литоринового моря; в это время в Раннаметса образовалась небольшая полупресноводная лагуна. Принимая во внимание состав пыльцы древесных пород на диаграмме разреза Раннаметса, можно полагать, что первое повышение уровня морских вод зафиксировано здесь глинистым сапропелем только лишь в начале V фазы.

Наиболее близкое от побережья между Синди и Икла местонахождение погребенных лагунных отложений имеется на полуострове Тыстамаа, в Колга, где чередование и характер болотных и лагунных отложений дают возможность определить время начала первой трансгрессии (L_1) в юго-западной части Эстонии. Из соответствующей диаграммы выясняется, что отложение лагунного сапропеля с солоноватоводными диатомовыми водорослями началось в VI фазе. Лагунные отложения Литоринового моря фазы L_1 находятся в Колга на абс. отметке 10 м. Они погребены под прибрежными и эоловыми отложениями, подножия которых располагаются на абс. отметке 12 м. Прибрежные отложения в виде гравия со створками солоноватоводных моллюсков образовались здесь на берегу Литоринового моря во время фазы L_{IV} , наступившей после максимума пыльцы широколиственных пород.

На исследуемом побережье в окрестности Синди в VI и V фазах господствовали континентальные условия залегания, и соответственно этому в пределах болота Синди образовались болотные и озерные отложения на абс. отметке 6 м.

Согласно спорово-пыльцевой диаграмме, составленной автором, возраст лагунных отложений у Вяэна аналогичен возрасту этих отложений на диаграмме разреза Раннаметса. В обоих местонахождениях лагунные отложения являются одновозрастными, за исключением нижней части,

которая по указанным выше причинам в пыльцевой диаграмме Раннаметса не выражена. На диаграмме разреза Вяэна первое появление солоноватоводных диатомовых водорослей связано с VI фазой, а во время максимума пыльцы широколиственных пород, в V фазе, в лагуне развивалась обильная диатомовая флора. Разрез лагунных отложений Вяэна заканчивается тростниковым торфом на рубеже V и IV фаз. Под лагунным сапропелем здесь встречается озерный мергель со створками пресноводных моллюсков, датируемый VII и частично VI фазой.

Образование лагунного сапропеля в Раннаметса прослеживается до начала трансгрессии L_{17b} в V фазе, после максимума пыльцы широколиственных пород. Трансгрессивные воды L_{17b} затопили более древние береговые образования, и впадина в пределах современного болота Толкузе превратилась в лагуну.

По данным разрезов Толкузе в Раннаметса можно предполагать, что во второй половине V фазы условия для аккумуляции осадков были здесь беспокойными, так как штормовые волны свободно доходили через пролив в Раннаметса до лагуны Толкузе. В то же время верхние слои погребенных органогенных отложений были частично уничтожены абразией. Образование алевритов, перекрывающих глинистый сапропель, отлагавшийся в солоноватоводном бассейне, связано с фазой L_{17b}. Они представлены в нижних горизонтах разреза Раннаметса горизонтальными прибрежными донными отложениями, поверхность которых находится сейчас на абс. отметке 3,5 м. В верхней части этих отложений на плоскостях напластования видны следы волновой ряби. В это время в пределах современного болота Толкузе стали отлагаться диатомовые пески, но распространение соответствующей флоры по указанным причинам было в то время незначительным. Однако для окончательного решения вопроса о возрасте диатомовых песков имеющиеся данные недостаточны. На прибрежных донных отложениях в разрезах Раннаметса залегают косослоистые прибрежные пески мощностью до 2,5 м. Характер их указывает, что уровень морской воды уже начал здесь понижаться в связи с затуханием трансгрессии L_{17b}. Поверхность этих прибрежных отложений находится на абс. отметке 6 м, глубина бассейна в данном месте могла быть максимально 2 м. В то время пролив Раннаметса был более узким, и в лагуне Толкузе отлагались мелкозернистые пески с богатой диатомовой флорой. Границы распространения лагунных отложений южнее и севернее современного болота Толкузе, по имеющимся данным, неизвестны. По аналогии с другими местами лагунные отложения имеют и здесь меньшие ареалы, чем болотные. Интенсивному развитию этого болота способствовали морфологические особенности побережья — пологий наклон в сторону моря и наличие прибрежных дюн и валов, препятствующих стоку поверхностных вод.

В течение более поздних фаз уровень Литоринового моря на рассматриваемом побережье постепенно понижался; следы регрессии наблюдаются здесь в виде уступа на абс. отметке 4,2 м (возраст — L_{IV}), с подножием которого сливается узкий береговой вал на абс. отметке 2,8 м (возраст — Lim₁₋₁₁; см. рис. 12).

Резюмируя все вышеизложенное, можно сказать, что фактический материал, накопленный к настоящему времени о побережье между Синди и Икла, показывает, что трансгрессия Литоринового моря происходила в виде двух разновозрастных волн. В ряде местонахождений погребенных органогенных отложений здесь был установлен максимальный уровень Литоринового моря, относящийся к фазе L_{17b}. В названной фазе на рассматриваемом побережье происходила более поздняя транс-

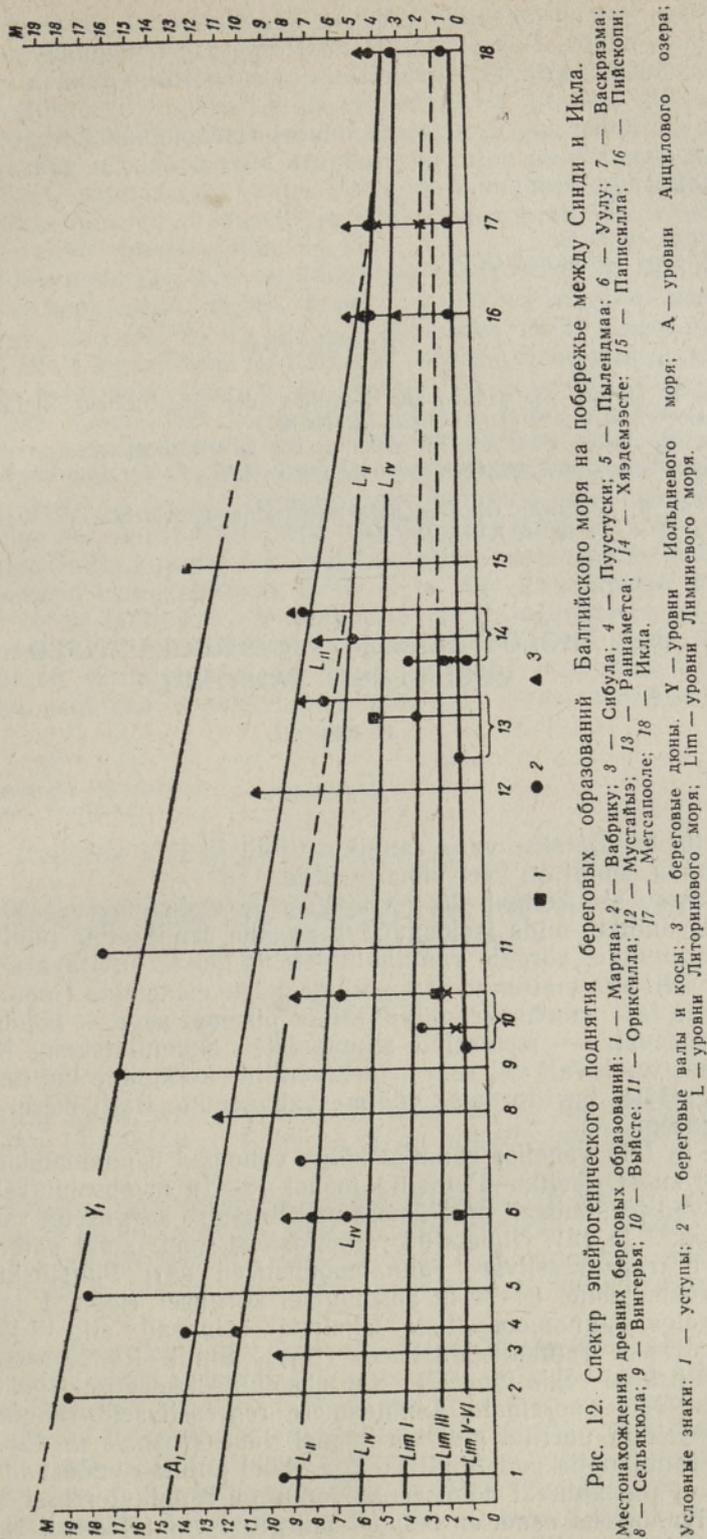


Рис. 12. Спектр эпейрогенического поднятия береговых образований Балтийского моря на побережье между Синди и Икла. Местонахождения древних береговых образований: 1 — Марна; 2 — Вабрику; 3 — Сибула; 4 — Пуугеуски; 5 — Пылдмаа; 6 — Уулу; 7 — Вакряама; 8 — Сельякюла; 9 — Вингерья; 10 — Вийсте; 11 — Орксилла; 12 — Мустафйэ; 13 — Раннаметса; 14 — Хяздемеэсте; 15 — Паписилла; 16 — Пийскони; 17 — Метсапооле; 18 — Икла.

Условные знаки: 1 — уступы; 2 — береговые валы и косы; 3 — береговые дюны. У — уровни Иольднего моря; А — уровни Анцилового озера; L — уровни Литоринового моря; Lim — уровни Лимннего моря.

грессия во второй половине V фазы, после максимума пыльцы широколиственных пород. В разрезах Раннамetsa здесь маркируется лагунными отложениями (VI фаза развития лесов) и более ранняя трансгрессия (L₁).

Следует полагать, что дальнейшие исследования погребенных органических отложений помогут уточнить этот вопрос и для других районов территории Эстонии.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

ЛИТЕРАТУРА

- Hausen, H. 1913a. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia 34, Nr. 2.
Hausen, H. 1913b. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia 34, Nr. 3.
Thomson, P. W. 1929. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Acta Univ. Tartu, A XVII, Nr. 2.

HOLOTSEENSED RANNAOODUSTISED EDELA-EESTI RANNIKUL

H. KESSEL

Resüme

Artiklis käsitletakse vana rannikut Sindi ja Ikla vahelisel alal Edela-Eestis, mida senini on veel vähe uuritud.

Käsitletav ala hõlmab 70 km pikkuse ja maksimaalselt 20 km laiuse rannikutasandiku, mida iseloomustab vanade rannasetete laialdane levik, suurte laguunide, kõrgete rannikuluidete ja teiste huvitavate rannamoodustiste, eriti aga mattunud orgaaniliste setete esinemine (joon. 1).

Sindi ja Ikla vahelisel rannikul esines pikemat aega — holotseeni algusest tänapäevani — meresetete silmapaistev akumulatsioon. Kõnesoleval alal toimus tunduvalt väiksem neotektooniline kerkimine kui Loode-Eestis, mille tagajärjel ka litoraalse vöötme vabanemine Balti mere vee alt oli siin aeglasem.

Sindi ja Ikla vahelise ranniku kõige vanemad rannamoodustised leviavad Vabriku—Oriksilla—Papisilla joonel 13—19 m absoluutsel kõrgusel. Need jäävad tõenäoliselt Joldiamere maksimaalse kõrgusega rannajoonele (Y₁) (joon. 1 ja 12). Nimetatud rannajoonest madalamal paiknevad Antsülusjärve transgressiivsed rannamoodustised (A₁) Puustuski—Võidu—Häädemeeste joonel 8—14 m absoluutsel kõrgusel (joon. 1 ja 12). Kolmanda selge rannamoodustiste ahelana esinevad siin Litoriinamere transgressiivsed rannamoodustised (L_{11b}) Sindi—Rannametsa—Häädemeeste—Piiskopi—Ikla joonel 4—9 m absoluutsel kõrgusel (joon. 1 ja 12). Viimastest veel nooremaid, Limneamere regressiivseid rannamoodustisi (Lim_{I-VI}) leidub uuritud alal võrdlemisi vähe (joon. 1 ja 12).

Vana rannikupiirkond Sindi ja Ikla vahel kujutab endast idast läände järk-järgult madalduvat holotseense vanusega rannikuterrassi, mille eraldavad erivanusteks osadeks eespool märgitud rannajooned. Need vanad rannajooned asetsevad uuritud alal üksteisele väga lähedal. Ala lõuna-

osas, Häädemeeste ümbruses, ühinevad Joldiamere ja Antsülusjärve rannajoon Litoriinamere rannajoonega.

Käesolevas artiklis käsitletakse peamiselt Litoriinamere rannamoodustisi, kuna nende levik uuritud alal on valdav ja iseloom mitmekesine. Mattunud orgaanilistest setetest on siin tähelepanuväärsem 2 km² suurune Sindi soomassiiv.

Holotseensete rannasetete vanus Sindi ja Ikla vahel on kindlaks tehtud vanade laguunisetete, soosetete ja mattunud orgaaniliste setete palünoloogilise analüüsi põhjal (joon. 2—11).

Geoloogiline materjal, mis on käesoleva ajani Sindi ja Ikla vahelise ranniku kohta kogunenud, näitab, et uuritud alal esines Balti mere kolm transgressiooni (faasidel A_I, L_I ja L_{IIb}). Boreaalse (VIII faasi) vanusega orgaaniliste setete kujunemine uuritud alal, näiteks Võidu mattunud orgaaniliste setete leiukohas (joon. 4, B), katkes Balti mere transgressiooni kõrgseisul VIII faasi lõpul, millal orgaanilised setted mattusid mitmes kohas Antsülusjärve rannavalli setete alla. Atlantilisel ajal esines kõnesoleval rannikul kaks erivanust Litoriinamere transgressiooni. Mattunud orgaaniliste setete ja vanade laguunisetete õietolmu- ja diatomeeanalüüsides on selgunud, et Litoriinamere maksimaalse kõrgusega tase kuulub siin L_{IIb} faasi, mille kujundas pärast laialehiste metsapuude maksimumi V faasil esinenud transgressioon (joon. 5 ja 10). Rannametsa mattunud orgaaniliste setete läbilõikes on tähistatud ka Litoriinamere varajasem transgressioon (L_I) laguunisetetega, mis settisid VI faasil (joon. 9 ja 10). Uuritud alal on säilinud veel IV faasi vanusega mattunud orgaanilisi setteid. Need esinevad näiteks Litoriinamere IV faasi rannavalli setete all Iklas.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

HOLOCENE COASTAL FORMATIONS ON THE COAST OF SOUTHWEST ESTONIA

H. KESSEL

Summary

The article deals with the ancient coast along the stretch between Sindi and Ikla in Southwest Estonia, which hitherto has been studied but inconsiderably.

The discussed area covers a coastal plain of 75 km in length and at the utmost of 20 km in width, which is characterized by a wide distribution of ancient coastal deposits, large lagoons, high dunes and other coastal formations, and in particular by the occurrence of buried organic sediments (fig. 1).

For a long time, beginning from the outset of the Holocene up to the present, a considerable accumulation of coastal sediments has taken place on the area between Sindi and Ikla. The area discussed was considerably less affected by neotectonical uplifts of the earth's crust than Northwest Estonia, and as a result here the littoral zone was freed of the water of the Baltic Sea at a slower rate than in Northwest Estonia.

The oldest coastal formations along the stretch of the area between Sindi and Ikla are distributed along the line Vabriku—Oriksilla—Papi-

silla at an absolute height of 13—19 m. They probably belong to the Yoldia Sea shoreline of maximum height (Y_1) (figs. 1 and 12).

Somewhat below the above-mentioned shoreline are the transgressive coastal formations (A_1) of the Ancylus Lake, on the Puustuski—Võidu—Häädemeeste line, at an absolute height of 8—14 m (figs. 1 and 12).

As a third clear chain of coastal formations here occur the transgressive coastal formations (L_{Ib}) of the Littorina Sea, on the line of Sindi—Rannametsa—Häädemeeste—Piiskopi—Ikla, at an absolute height of 4—9 m (figs. 1 and 12).

In the discussed district there occur but few still younger regressive coastal formations (Lim_{I-VI}) of the Limnea Sea (figs. 1 and 12).

The old coastal district between Sindi and Ikla is a Holocene coastal terrace descending gradually from the east to the west, which is divided into parts of different age by the above-mentioned shorelines. In the district studied, these ancient shorelines lie very close to each other, and in the southern part of the district, in the surroundings of Häädemeeste, the shorelines of the Ancylus Lake join those of the Littorina Sea. In the present article mainly the coastal formations of the Littorina Sea have been dealt with, owing to their predominant distribution and varied nature in the district investigated of the organic deposits buried here the most interesting one is the bog of Sindi, covering an area of 2 square km.

The age of the Holocene coastal formations between Sindi and Ikla has been stated by the palynological method, on the basis of an analysis of the ancient lagoon deposits, bog deposits and buried organic deposits (figs. 2—11).

The geological material hitherto assembled on the area lying between Sea and Ikla shows that during the development of the Baltic Sea there occurred three transgressions (A_1 , L_I and L_{Ib}) in the district. The development of organic sediments of Boreal age of the VIII phase, e. g. of the organic sediments at Võidu (fig. 4 B) was interrupted by the culmination of the transgression of the Baltic Sea at the end of the VIII phase, during which part of the organic deposits were buried under the coastal wall of the Ancylus Lake.

At the Atlantic time, the transgression of the Littorina Sea in this district took place in two waves of a different age. It has been stated, on the basis of the pollen and diatomous analyses of buried organic and ancient lagoon sediments, that the maximum level of the Littorina Sea belongs here to the L_{Ib} phase, when the transgression occurred after the maximum of the broad-leaved forests in the V phase (figs. 5 and 10). The profile of the organic deposits of the Rannametsa also shows an earlier transgression (L_I) of the Littorina Sea, reflected in lagoon sediments deposited in the VI phase (figs. 9 and 10). In the district investigated there also occur some buried organic sediments belonging to the IV phase. They are distributed under the Littorina Sea coastal sediments of the IV phase, in Ikla.

ЗАЛЕЖИ ОЗЕРНОЙ ИЗВЕСТИ НА ОСТРОВЕ СААРЕМАА, ИХ МАЛАКОФАУНА И ВОЗРАСТ

Р. П. МЯННИЛЬ

О наличии месторождений озерной извести на острове Сааремаа мы знаем по сборнику «Сааремаа» (Liha и др., 1934) и по работе Н. Эверта и К. Вебера.* В последней приводятся сведения о мощности озерных отложений, залегающих в основании торфяных болот. Как указывается в этой работе, на Сааремаа имеется всего восемь месторождений озерной извести (рис. 1). Кроме того, озерная известь встречается, по данным Э. Кумари, и на дне некоторых современных озер (Коору и Яруметса).

В настоящей статье дается общая характеристика пяти относительно крупных залежей озерной извести на острове Сааремаа, изученных автором летом 1961 г. Залежи были разбурены болотным буром, в большинстве случаев по двум профилям, заложенным под прямым углом. По каждой залежи были отобраны и изучены пробы субфоссильной малакофауны, а по четырем произведены спорово-пыльцевые анализы. Ниже излагаются основные результаты проведенных работ.

Залежь Сиплазе находится на полуострове Сырве, в болоте Сиплазе, выше береговой линии максимальной трансгрессии Анцилового озера (рис. 1, 1). Болото разделяется древним береговым валом Соодевахе на две части (Orviku, 1934). В западной, меньшей части болота озерная известь встречается лишь в виде небольшой линзы (мощностью около 0,1 м). В восточной части болота известь имеет почти повсеместное распространение (рис. 2) и достигает средней мощности в 1 м. Наиболее чистая известь — в средней части разреза. По одной пробе из восточной части залежи, с глубины 0,8 м, содержание карбонатов в ней составляет 90,05% (CaCO_3 — 84,2%), органического материала — 8,6% и кластического материала — 1,75%. Нижние слои извести содержат обычно больше глинистого материала или обогащены органическим веществом. В верхних слоях местами встречается довольно много остатков тростника. Подстилающие слои представлены в основном песками, реже мореной или гравием. На западном склоне моренного вала (рис. 2Б) под известью залегают маломощный (6 см) прослой сильно разложившегося торфа, отделенный от извести тонкой (1 см) прослой-

* N. Evert, K. Veber, Eesti saarte sood (Kuessaare, Orissaare ja Hiiumaa rajoon) 1951. Рукопись. Эстонский научно-исследовательский институт земледелия и мелиорации.

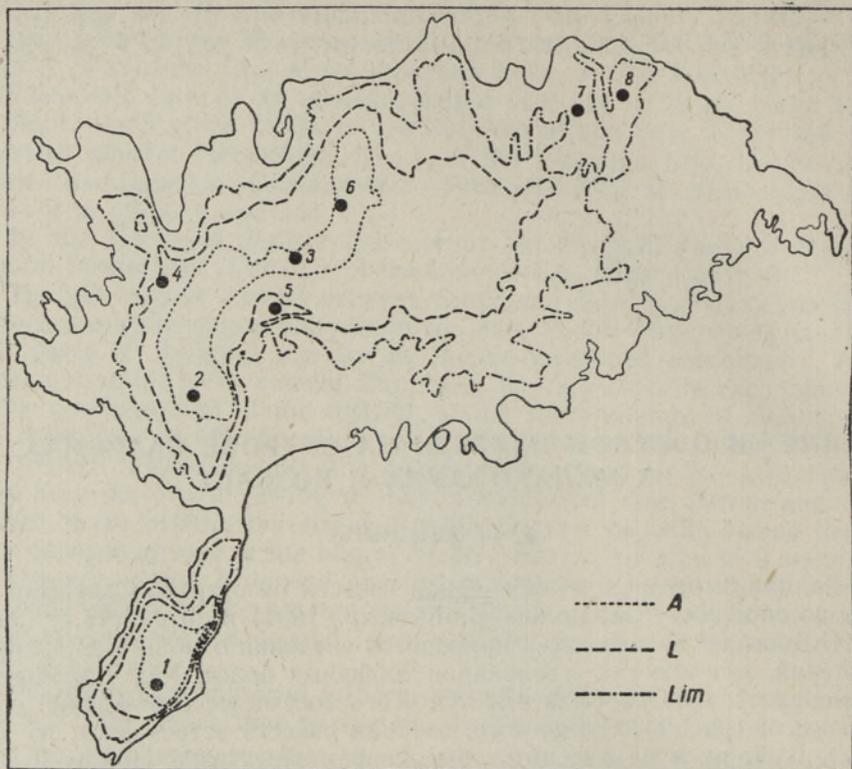


Рис. 1. Схема расположения залежей озерной извести на острове Сааремаа.

1 — Сиплазе; 2 — Ярвесоо; 3 — Казесоо; 4 — Кихельконна; 5 — Пьэмпа; 6 — Пелисоо; 7 — Пахила; 8 — Карусоо. А — линия максимальной трансгрессии Анцилового озера, L — линия максимальной трансгрессии Литоринового моря, Lim — линия максимальной трансгрессии Лимниевое моря. Береговые линии Балтийского моря приведены по Х. Кессел (Kessel, 1961).

кой песка. Озерная известь покрыта тростниковым торфом мощностью 0,5 м, над которым залегает древесно-осоковый торф мощностью до 0,8 м. Торф переходного и верхового типа встречается только в южной части болота.

К северо-западу от болота находится сухое дно бывшего озера Сиплазе. Озеро было спущено приблизительно тридцать лет назад. Здесь торф отсутствует, и вся площадь покрыта озерной известью. Дно бывшего озера иногда во время весеннего снеготаяния покрывается водой. В течение временного существования озера на прибрежной полосе накопились створки субфоссильных моллюсков, вымытые из озерной извести (см. рис. 12, 13, 14). При последующем высыхании дна образовались трещины усыхания (см. рис. 11).

Спорово-пыльцевой состав залежи изучался нами по разрезам двух скважин. В одной из них (рис. 2Б, сс) под известью встречен торф. Судя по диаграмме (рис. 3), последний образовался в начале VIII фазы развития лесов.* Озерная известь отлагалась в период VII—V фаз, причем основная масса ее накопилась в VII и VI фазах. Покрывающий известь торф вспахан, поэтому удалось определить лишь возраст самой нижней его части, относящейся, видимо, к IV фазе.

* Фазы развития лесов даны по схеме Поста—Нильсона.

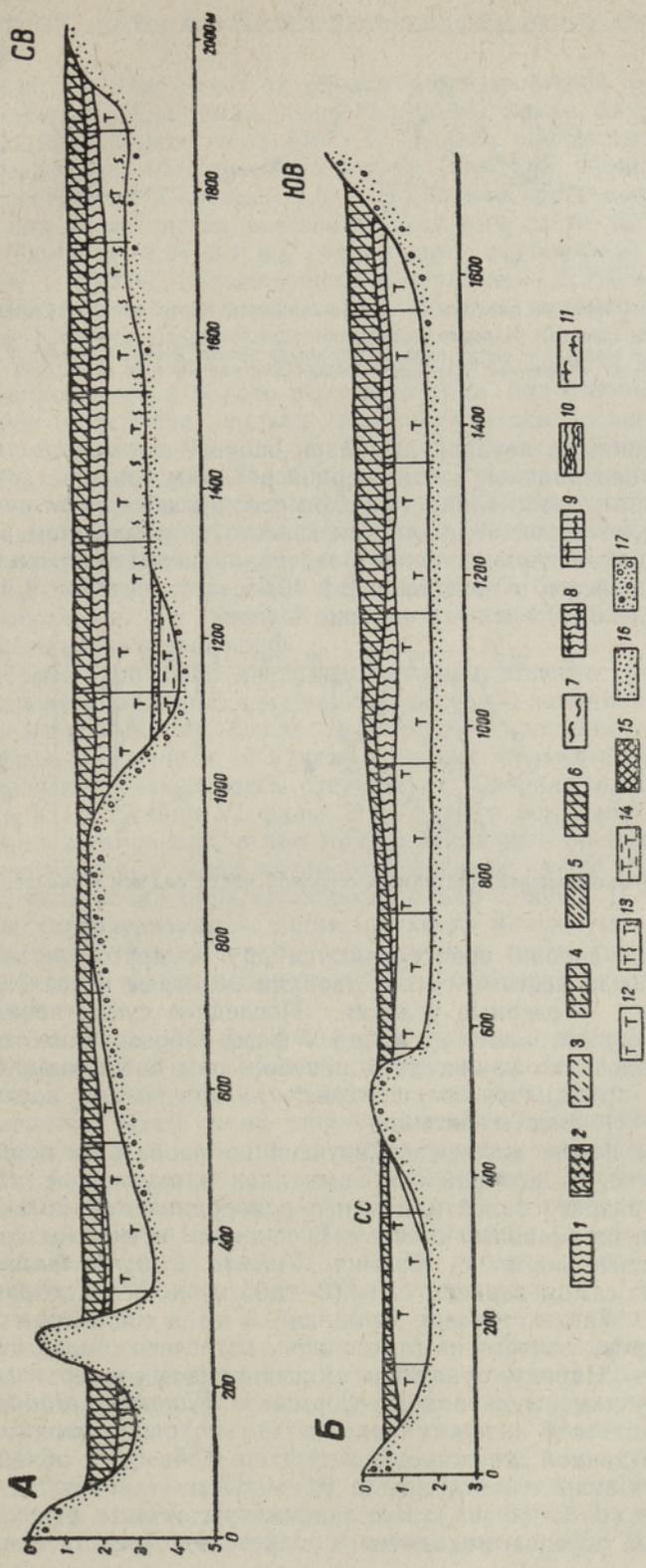


Рис. 2. Схематические разрезы залежи Сиплазе.

1 — тростниковый торф; 2 — тростниково-глинистый торф; 3 — глинистый торф; 4 — древесно-глинистый торф; 5 — осоково-глинистый торф; 6 — древесно-осоковый торф; 7 — торф переходного и верхнего типа; 8 — тростниково-сфагновый торф; 9 — древесно-сфагновый торф; 10 — пушицево-сфагновый торф; 11 — фузкум-торф; 12 — озерная извесь; 13 — озерная извесь с органической примесью; 14 — известковая озерная глина; 15 — сапропель; 16 — песок; 17 — морена. *cc* — скважина опробованная; *сс* — скважина опробованная на спорово-пыльцевой анализ; *с4* — скважина, опробованная на малакофауну. Легенда — общая для рис. 2—10.

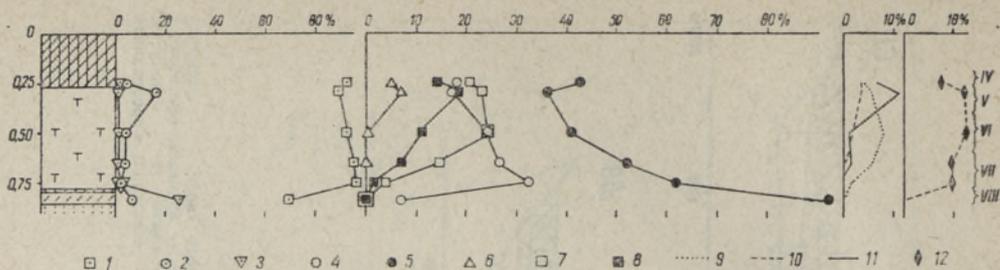


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма северо-западной части залежи Сиплазе

1 — пыльца древесных пород; 2 — пыльца травянистых растений; 3 — споры; 4 — береза; 5 — сосна; 6 — ель; 7 — ольха; 8 — сумма пыльцы широколиственных пород; 9 — вяз; 10 — липа; 11 — дуб; 12 — орешник. Легенда — общая для рис. 3, 4, 6, 8, 10.

Вторая скважина, по которой выполнен спорово-пыльцевой анализ, была пройдена в центральной части озерной равнины Сиплазе (рис. 4). Здесь самые нижние, слабо глинистые слои озерной извести отлагались в VII фазе, вышележащая, более чистая известь — в основном в VI и V фазах. Образование верхних слоев разреза происходило очень медленно: вероятно, известь в интервале 0,1—0,35 м отлагалась в IV—II фазах, в интервале 0—0,1 м — в течение I фазы.

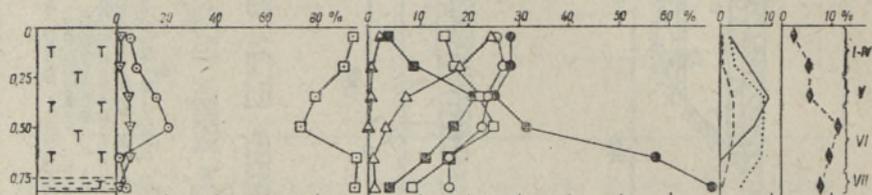


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма северной части залежи Сиплазе.

Обе диаграммы хорошо сопоставляются друг с другом и показывают, что в VIII фазе местами господствовали болотные и после этого, по всему бассейну, — озерные условия. Последние существовали на большей части площади болота до конца V фазы. Образование озерной извести продолжалось до наших дней в небольшом остаточном озере, причем в VI фазе отложилось больше извести, чем в течение последних четырех фаз (IV—I), вместе взятых.

Субфоссильная фауна моллюсков изучена по пробам из скважины на озерной равнине, по которой был выполнен и пыльцевой анализ. Фауна по всему разрезу более или менее однородная как по количеству особей, так и по видовому составу. В основном встречены сравнительно глубоководные формы — *Pisidium*, *Valvata*, *Bithynia tentaculata* и *Radix peregra*. В самом верхнем слое (0—0,05 м) количество раковин резко возрастает. Так, в образце толщиной 5 см и диаметром в несколько сантиметров, взятом из этого слоя, встречено более 600 экземпляров раковин. Наряду с указанными выше видами в верхнем слое появляются и типичные мелководные формы — *Planorbis planorbis* и *Armiger crista*. Большой интерес представляют солоноватоводные виды, встреченные в данной скважине. В интервале 0,35—0,5 м обнаружен *Hydrobia ulvae* (1 экз.) и в интервале 0,5—0,65 м — *Hydrobia ulvae* (2 экз.) и *Mytilus edulis* (1 экз.). Все экземпляры отчасти разрушены. Так как указанные образцы находятся в разрезе непосредственно друг

над другом, то все три находки могут происходить с одного и того же уровня.

Залежь Ярвесоо находится в юго-восточной части Центральной возвышенности Сааремаа, выше береговой линии максимальной трансгрессии Анцилового озера (рис. 1, 2). Она распространяется почти на всей территории одноименного болота (рис. 5А). Мощность озерной извести составляет в среднем 1,5 м. В средней части слоя известь обычно более или менее чистая, желтовато-бежевого цвета. В одной пробе, взятой с глубины 2,0—2,4 м, содержание карбонатов составляет 91% (CaCO_3 — 85,2%), органического материала — 7,7% и кластического — 1,2%. Нижние слои залежи слабо глинистые, верхние местами сапропеллистые. Юго-восточная часть бассейна занята низинным болотом, в котором известь залегает непосредственно над песком. На северо-западе, где распространено болото верхового типа, под озерными отложениями залегает прослойка сильно разложившегося осоково-тростникового торфа мощностью 0,1—0,3 м. Ниже находится песок, который книзу становится глинистым. В северо-западной части залежи озерная известь покрыта маломощным слоем (0,1 м) сапропеля, кверху постепенно переходящего в тростниковый торф. Озерные отложения во всем бассейне покрыты тростниковым или тростниково-гиновым торфами мощностью 0,15—1,2 м, над которыми в низинной части болота залегает еще древесно-осоковый, а в верховой части — сфагновый, пушицево-сфагновый и древесно-сфагновый торф.

Спорово-пыльцевая диаграмма залежи Ярвесоо (рис. 6) составлена по разрезу скважины, пройденной в северо-западной, верховой части болота (рис. 5А, со). Согласно диаграмме, нижний торф относится к VIII фазе, вероятно к ее началу, так как пыльца орешника и широколиственных деревьев здесь отсутствует. Озерная известь отлагалась с начала VII до конца VI фазы. В V фазе, а возможно и в IV фазе, накапливался сапропель, о чем можно заключить по вышележащему тростниковому торфу, низы которого относятся уже к III фазе. Торф верхового типа начал образовываться только с конца II фазы. Отложения I фазы характеризуются, кроме верхнего максимума пыльцы ели, еще присутствием пыльцы граба и единичных зерен пыльцы бука. Самый верхний слой торфа мощностью 0,4 м относится, по всей вероятности, к фазе I^a.

В этом же разрезе изучена фауна субфоссильных моллюсков. В нижнем, торфянистом слое извести количество особей небольшое, выше оно несколько увеличивается, причем в средней части разреза немного уменьшается, затем снова увеличивается (в обогащенной органическим материалом части извести). В вышележащем сапропеле количество особей моллюсков резко падает. Эти изменения в общем небольшие, и фауна имеет по всему разрезу сравнительно глубоководный характер. Часто встречаются такие формы, как *Pisidium* (в основном *P. nitidum*), *Bithynia tentaculata*, *Valvata* и *Radix peregra*, а из редких форм — *Sphaerium* sp. Мелководные виды отсутствуют.

Залежь Казесоо находится также в средней части Центральной возвышенности, выше границы Анцилового озера, береговые образования которого ограничивают залежь с севера (рис. 1, 3). Озерные отложения развиты по всей площади болота и представлены в основном озерной известью (рис. 5Б). Максимальная мощность извести достигает 2,7 м. В средней части разреза известь, как и у описанных выше залежей, сравнительно чистая, а в верхней содержит примесь сапропеля. Здесь количество органического вещества достигает 20%. Нижние слои залежи глинистые, синевато-серого цвета. В самых низах за-

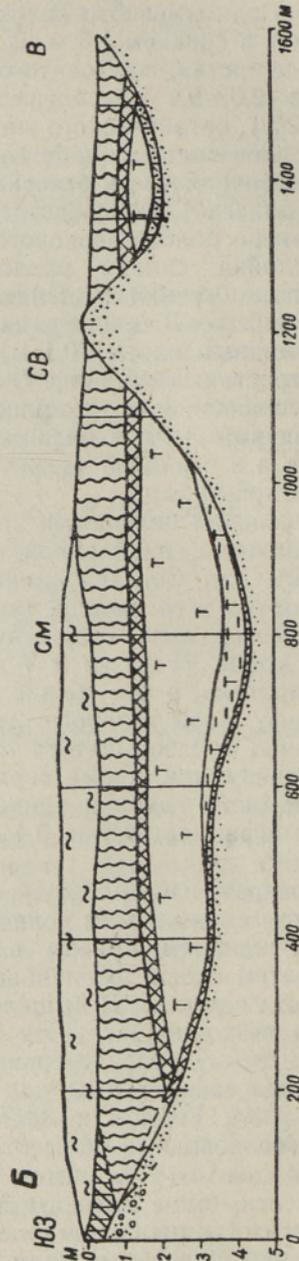
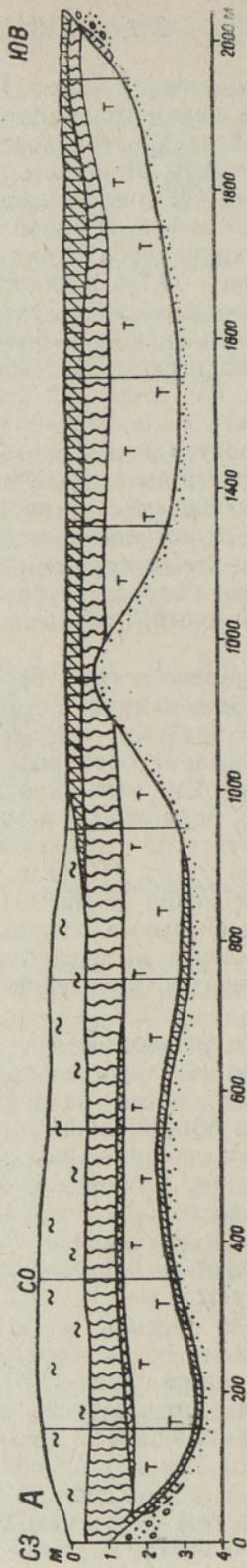


Рис. 5. Схематические разрезы залежи Ярвесо (А) и Казесо (Б).

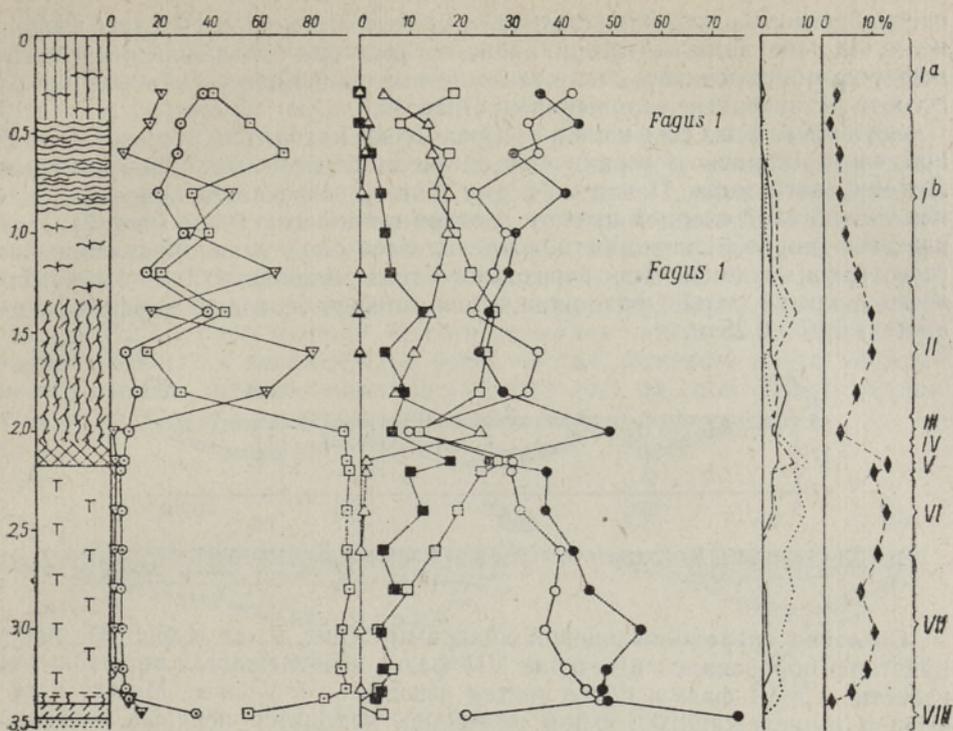


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма залежи Ярвесоо.

залежи мощностью 3—5 см количество органической примеси увеличивается и известь переходит в тонкий, мощностью около 2 см, но почти повсеместно развитый прослой сильно разложившегося низинного торфа с остатками сосновой древесины и гипнового мха. В восточной части залежи мощность слоя нижнего торфа увеличивается до 0,12 м. Озерная известь покрыта сапропелем, который кверху постепенно переходит в тростниковый торф. В большей части болота последний покрыт торфом переходного и верхового типа. Озерные и болотные отложения подстилаются песком.

Фауна субфоссильных моллюсков изучена по скважине, расположенной в средней части залежи (рис. 5Б, см). В нижнем слое торфа моллюски не встречены. В торфянистой, глинистой и песчанистой разновидностях извести (на глубине 4,5—4,8 м) моллюсков мало, в вышележащем слое серой глинистой извести (на глубине 4,1—4,5 м) их еще меньше, и здесь найдены лишь единичные пизидии. Выше по разрезу количество пизидий постепенно возрастает (встречается почти только *Pisidium nitidum*) и появляются *Radix peregra*, *Valvata pulchella*, *V. piscinalis* и *Bithynia tentaculata*. С переходом от глинистой извести к более чистой (на глубине 3,5—3,6 м) количество раковин значительно увеличивается. В верхней части извести моллюсков много, за исключением интервала 2,5—2,8 м. Наиболее часто встречаются *Pisidium nitidum*, *Valvata pulchella*, *V. piscinalis* и *Bithynia tentaculata*. В сапропеле найдены лишь единичные формы, главным образом пизидии. В общем фауна моллюсков по всему разрезу имеет относительно глубоководный характер; типичные мелководные формы отсутствуют, за исключением *Planorbis planorbis*, единичные экземпляры которого встречены в средней части слоя

озерной извести, и *Galba palustris*, встреченного в верхней части сапропеля. На основании почти одинакового характера отложений и их малакофауны можно считать, что отложения залежи Казесоо одновозрастны с соответствующими отложениями Ярвесоо.

Залежь Кихельконна (рис. 1, 4) находится в северо-западной части острова и ограничена с севера береговыми образованиями Литоринового моря. Почти по всему болоту встречается более или менее тонкий слой озерной извести средней мощностью 0,4 м (рис. 7). Под известью на всей площади болота залегает слой сильно разложившегося торфа низинного или переходного типа мощностью 0,1—0,4 м. Известь покрыта сильно разложившимся гипново-осоковым торфом мощностью 0,07—0,25 м.

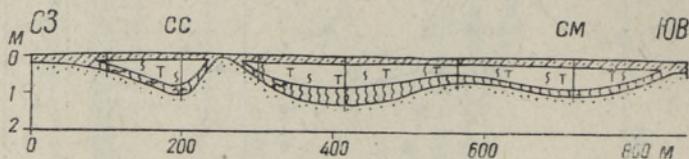


Рис. 7. Схематический разрез залежи Кихельконна.

Согласно спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 7, СС и рис. 8), нижний торф образовался в течение VII фазы, вышележащая торфянистая известь — в VI фазе и более чистая известь — в V фазе. Между известью и вышележащим торфом, очевидно, находится перерыв, так как на этом уровне наблюдается резкое изменение спорово-пыльцевого состава. Покрывающий известь слой торфа образовался, по всей вероятности, уже в конце среднего и в верхнем голоцене (фазы I—III).

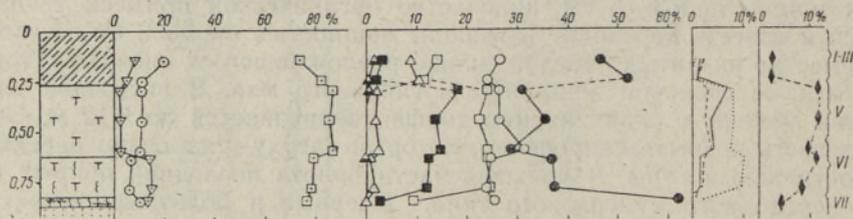


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма залежи Кихельконна.

Фауна моллюсков небогатая как по видовому составу, так и по количеству особей. В песке, залегающем непосредственно под нижним слоем торфа, встречаются *Radix peregra*, *Bithynia tentaculata*, *Pisidium nitidum*. Самые нижние слои торфа содержат единичные экземпляры пизидий, *Bithynia tentaculata* и *Hippeutis complanatus*. В торфянистой части извести встречены *Armiger crista*, *Valvata cristata*, *Bithynia tentaculata* и *Pisidium nitidum*, причем их количество в верхних слоях немного увеличивается. В верхней, более чистой извести встречаются лишь единичные фрагменты моллюсков. Исходя из характера малакофауны и литологии отложений, можно прийти к заключению, что бывшее озеро было более или менее мелководным. Сравнительно глубоководные условия существовали в V фазе. Резкий контакт между известью и вышележащим торфом указывает, возможно, на стекание озера в конце V фазы.

Залежь Ийэмп (рис. 1, 5) приурочена к юго-восточной части одноименного болота, расположенного к северо-востоку от поселка Кярла. Болото ограничено с юга и юго-востока береговыми образованиями Литоринового моря. Площадь залежи озерной извести около 40 га. Известь образует два слоя (рис. 9), из которых нижний — основной, более мощный — состоит из мягкой, богатой органической примесью извести средней мощностью 1 м. Известь в нижней части этого слоя глинистая, местами песчанистая и переходит книзу в известковистые и песчанистые глины синевато-серого цвета мощностью до 0,40 м. Местами по краям залежи между известью и глиной встречается прослой тонкозернистого песка небольшой мощности. Верхний, маломощный (до 0,2 м) слой озерной извести занимает меньшую площадь, чем нижний. Известь в верхнем слое более чистая, бежевого цвета. Между слоями извести залегает маломощный (0,1—0,3 м) слой сильно разложившегося торфа с остатками гипнового мха.

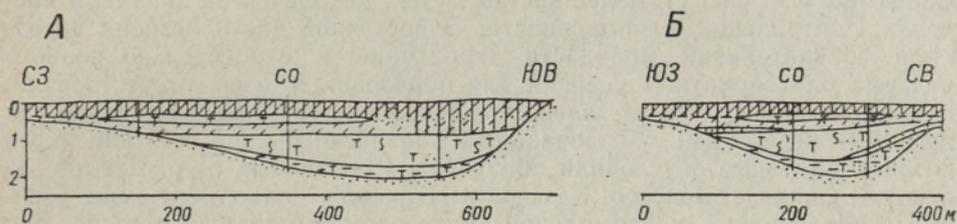


Рис. 9. Схематические разрезы залежи Ийэмп.

Под известью встречаются глины и тонко- и среднезернистые пески, а над ней сильно разложившийся торф с остатками древесины, осоки и гипнового мха. В юго-восточной части залежи, на уровне верхнего слоя извести, наблюдается тонкая прослойка песка.

Спорово-пыльцевой состав отложений изучался нами по скважине, пройденной в средней части залежи (рис. 9, со, рис. 10). Судя по диаграмме, почти весь разрез озерных отложений относится к VI фазе. Возможно лишь, что самый нижний слой глины относится к VII фазе и верхний слой извести — к началу V фазы. Покрывающий известь слой торфа образовался, по всей вероятности, в конце среднего голоцена и в позднем голоцене.

Фауна субфоссильных моллюсков изучалась по той же скважине. В известковистой глине найдена лишь *Bithynia tentaculata* и единичные

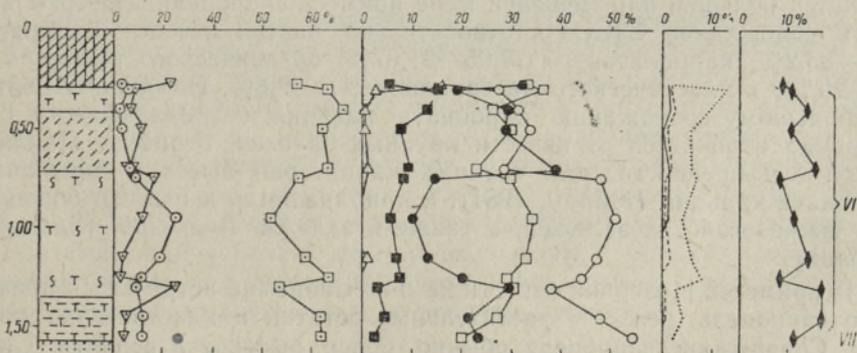


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма залежи Ийэмп.

экземпляры *B. leachi*. Выше, в извести с органической примесью (в интервале 1,2—1,3 м), количество особей и видовой состав несколько возрастают, но на глубине 0,9—1,10 м снова уменьшаются (здесь встречается только *Bithynia tentaculata*). В интервале 0,7—0,9 м, кроме найденных ниже видов, встречаются еще и мелководные *Planorbis planorbis*, *Armiger crista* и *Hippeutis complanatus*, при этом кверху относительно количество *Bithynia tentaculata* уменьшается, и наконец этот вид совсем исчезает. В верхнем слое извести наблюдается относительно богатая и своеобразная, сравнительно мелководная фауна. В ней обильно представлена *Valvata cristata*, которая в других залежах острова Сааремаа встречается редко. Отсюда же происходит единственная на острове находка вида *Anisus spirorbis*, а также *Armiger crista* и др. Для всего разреза характерно почти полное отсутствие пизидий и относительно частая встречаемость *Bithynia leachi*.

Как видно из схемы расположения залежей озерной извести на о-ве Сааремаа (см. рис. 1), большинство из них находится на западе, в пределах Центральной возвышенности. В восточной части острова вследствие сравнительной молодости территории и относительно ровного рельефа благоприятные условия для образования озер отсутствовали. Большинство изученных залежей располагается непосредственно за древними береговыми образованиями Балтийского моря того или иного возраста, которые обусловили образование плотинных озер. Четыре залежи — Сиплазе, Ярвесоо, Казесоо и Пелисоо — находятся выше береговых образований максимальной трансгрессии Анцилового озера, они наиболее древние и, кроме Пелисоо, самые мощные (средняя мощность озерной извести 1,5 м, максимальная — 2,7 м). По данным К. Вебера, в болоте Пелисоо (рис. 1, 6) на ограниченной площади развиты озерные отложения, в том числе и озерная известь мощностью до 0,25 м, залегающая под маломощным слоем сапропеля (0,3 м) и торфом (4,3 м). За береговыми образованиями максимальной трансгрессии Литоринового моря располагаются залежи Кихельконна и Йьэмпя. Они имеют меньшие размеры и максимальную мощность извести 1 м. В северо-восточной части о-ва Сааремаа, вблизи береговой линии Лимниного моря, находятся две маломощные залежи — Пахила и Карусоо. В северной части болота Пахила (рис. 1, 7), расположенного неподалеку от озера Ярвекюла, мощность озерной извести 0,5 м. В болоте Карусоо под торфом залегают слои извести мощностью всего лишь 0,1—0,2 м (см. рис. 1, 8).

Озерная известь изученных залежей имеет пелитоморфную, реже тонкозернистую структуру, в большинстве случаев бежевый цвет и содержит в большей или меньшей мере примесь сапропеля. По трем анализам содержание CaCO_3 в относительно чистой извести составляет 68,3—85,2%, карбонатов — 77,05—91,07%, органического вещества — 7,7—20,1% и кластического материала — 1,2—2,8%. По общему облику и небольшому содержанию карбоната кальция озерная известь о-ва Сааремаа отличается от извести крупных залежей в районе Пандивереской возвышенности, для которых характерно высокое содержание карбоната кальция (Mäppil, 1961), и приближается к извести большинства южноэстонских залежей, а также к залежи Валгеярв (Западная Эстония).

Из примесей в озерной извести на о-ве Сааремаа встречается прежде всего сапропель, реже — растительные остатки и кластический материал. Содержание сапропеля обычно более высокое в верхних слоях залежей. Это особенно хорошо видно в залежах Казесоо и Ярвесоо, где наблюдается переход сапропелистой извести в сапропель. Растительные

остатки встречаются в извести залежей Йьэмпя и Кихельконна, местами также в нижних слоях залежи Сиплазе. Кластическая примесь приурочена к нижним слоям залежей, причем в некоторых местах известь книзу переходит в известковистые глины (Йьэмпя, Казесоо, Сиплазе).

Для изученных залежей озерной извести о-ва Сааремаа характерно залегание под известью маломощного торфа низинного или, реже, переходного типа. Насколько нам известно, такой подстилающий слой торфа отсутствует лишь у залежи Йьэмпя. Подстилающий слой торфа хорошо развит в болоте Кихельконна, где он занимает такую же площадь, как и известь, при мощности слоя 0,1—0,4 м. Этот торф в противоположность, например, такому же торфу залежей в районе Пандивереской возвышенности, является сильно разложившимся.

Покрывающий известь слой торфа на о-ве Сааремаа представлен в основном торфом низинного типа, а в относительно крупных залежах также и торфом переходного и верхового типа.

Из залежей озерной извести на о-ве Сааремаа нами было собрано 2260 экземпляров пресноводных моллюсков, распределяющихся между 11 видами гастропод и 8 видами двухстворчатых. Последние составляют около половины (57%) всех собранных экземпляров и представлены почти исключительно видами рода *Pisidium*. *Sphaerium* был встречен лишь в виде единичных экземпляров. Среди всех моллюсков наиболее распространен вид *Pisidium nitidum*, составляющий 44% всех изученных экземпляров и 78% всех двухстворчатых. Он отсутствует только в пробах, отобранных в залежи Йьэмпя. По частоте встречаемости за ним следует *Bithynia tentaculata*, найденный во всех изученных местонахождениях. Кроме них, довольно часто встречаются еще *Valvata pulchella*, *V. cristata*, *V. piscinalis*, *Radix peregra* и *Pisidium milium*. Эти виды вместе с *Pisidium nitidum* и *Bithynia tentaculata* составляют около 95% всех изученных экземпляров и встречаются почти во всех местонахождениях. Реже присутствуют *Pisidium obtusale*, *P. lilljeborgi*, *Bithynia leachi*, *Planorbis planorbis*, *Pisidium casertanum*, *Armiger crista* и *Pisidium hibernicum*. По частоте встречаемости на последнем месте стоят *Pisidium subtruncatum*, *Hippeutis complanatus*, *Sphaerium* sp., *Anisus spirorbis* и *Galba palustris*, из которых в изученном материале ни один не представлен более чем пятью экземплярами.

При сравнении изученной субфоссильной фауны о-ва Сааремаа с фауной, установленной в озерной извести на материковой части Эстонии*, в составе которой обнаружено 38 видов пресноводных моллюсков (24 вида гастропод и 14 видов двухстворчатых), бросается в глаза и относительная бедность видами фауны моллюсков на острове, где широким распространением пользуются повсеместно одни и те же виды. В материковой части Эстонии наиболее распространенным видом является *Valvata cristata*, за ним следуют *Radix peregra*, *Bithynia tentaculata* и др., причем *Pisidium nitidum* стоит на седьмом месте. В залежах на Сааремаа не найдены такие мелководные формы, как *Anisus contortus*, *Galba truncatula*, *Limnea stagnalis*, *Physa fontinalis*, а также представители рода *Gyraulus*. *Planorbis planorbis*, *Anisus spirorbis*, *Galba palustris* и *Armiger crista* встречаются в залежах Сааремаа редко. Отсутствие или редкость мелководных форм в залежах о-ва Сааремаа говорит о том, что последние образовались обычно в более глубоководных условиях, чем изученные залежи на материке.

* R. Männil. Mõningate Eesti holotseensete järvede lubisetete subfossiilse malako-fauna iseloomustus. 1960. Рукопись. Фонды Института геологии АН ЭССР.

Интерес представляют находки раковин солоноватоводных видов *Hydrobia ulvae* и *Mytilus edulis*, найденных в залежи Сиплазе, в отложениях, соответствующих VI фазе, т. е. времени максимальной трансгрессии Литоринового моря. Эти раковины не могли быть переотложены из более древних осадков, так как соответствующие виды встречаются в Балтийском море лишь начиная с литориновой стадии. По-видимому, раковины этих видов попали в осадок пресноводного озера во время штормов при условиях максимально высокого стояния уровня Литоринового моря.

В современной фауне пресноводных моллюсков на о-ве Сааремаа установлено, по данным Э. Ситса,* наличие 22 видов: *Limnaea stagnalis*, *Radix peregra*, *Galba palustris*, *Coretus corneus*, *Planorbis carinatus*, *P. planorbis*, *Anisus vortex*, *Gyraulus albus*, *Anisus contortus*, *Hippeutis complanatus*, *Physa fontinalis*, *Aplexa hypnorum*, *Valvata piscinalis*, *V. cristata*, *Bithynia tentaculata*, *Theodoxus fluviatilis*, *Anodonta piscinalis*, *A. cellensis*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium casertanum*, *P. subtruncatum*, *P. nitidum*. Так как представители современной фауны собраны из различных типов пресноводных водоемов (из 34 местонахождений), то и состав ее более разнообразен, чем состав изученной нами фауны из озерной извести. В современной фауне известен ряд реофильных и мелководных форм, которые в озерных отложениях редки или совсем не найдены. Сюда относятся *Limnaea stagnalis*, *Galba palustris*, *Coretus corneus*, *Planorbis carinatus*, *Anisus contortus*, *Theodoxus fluviatilis*. Целый ряд видов — *Anisus vortex*, *Gyraulus albus*, *Physa fontinalis*, *Aplexa hypnorum*, *Anodonta piscinalis* и *A. cellensis*, — которые встречаются в современных водоемах редко, в субфоссильном виде вообще не найдены. Зато в субфоссильной фауне установлены виды *Anisus spirorbis*, *Armiger crista*, *Valvata pulchella*, *Bithynia leachi*, *Pisidium milium*, *P. lilljeborgi*, *P. hibernicum* и *P. obtusale*, в современных водоемах отсутствующие. Из перечисленных видов *Valvata pulchella* и *Pisidium milium* встречаются в озерной извести довольно часто, так же как и *Valvata piscinalis* и *V. cristata*, которые в современной фауне редки. Бросается в глаза, что и в современной, и в субфоссильной фауне о-ва Сааремаа отсутствуют следующие, довольно характерные для материковой части Эстонии виды: *Radix auricularia*, *Galba truncatula*, *Amphipeplea glutinosa*, *Gyraulus gredleri*, *G. laevis*, *Acroloxus lacustris*, *Pisidium amnicum* и *P. supinum*. Это различие в видовом составе фауны, видимо, связано с климатическими условиями.

При сравнении фауны отдельных залежей надо отметить, что основные различия между ними зависят от различных экологических условий. Так, у более или менее одинаковых по величине и характеру последовательности осадков залежей Казесоо и Ярвесоо фауна сравнительно однородная, богатая видами и многочисленная, причем мелководные формы в этих залежах отсутствуют. В залежи Кихельконна малакофауна бедна. В Сиплазе фауна в основной части залежи глубоководная, количество особей среднее. В самых верхних слоях, относящихся к I фазе, моллюски, в том числе и мелководные формы, встречаются обильно. Фауна залежи Йыэмпа своеобразная: в ней пизидии, которые в других залежах встречаются обильно, очень редки, а *Pisidium nitidum* совсем отсутствует. В нижней и средней частях разреза встречается сравнительно часто *Bithynia leachi*, который в остальных местонахождениях (как в составе субфоссильной, так и современной фауны) не найден; он редок и в материковой части Эстонии. В вер-

* E. Sits. Saaremaa mageveelimused. 1933. Рукопись.

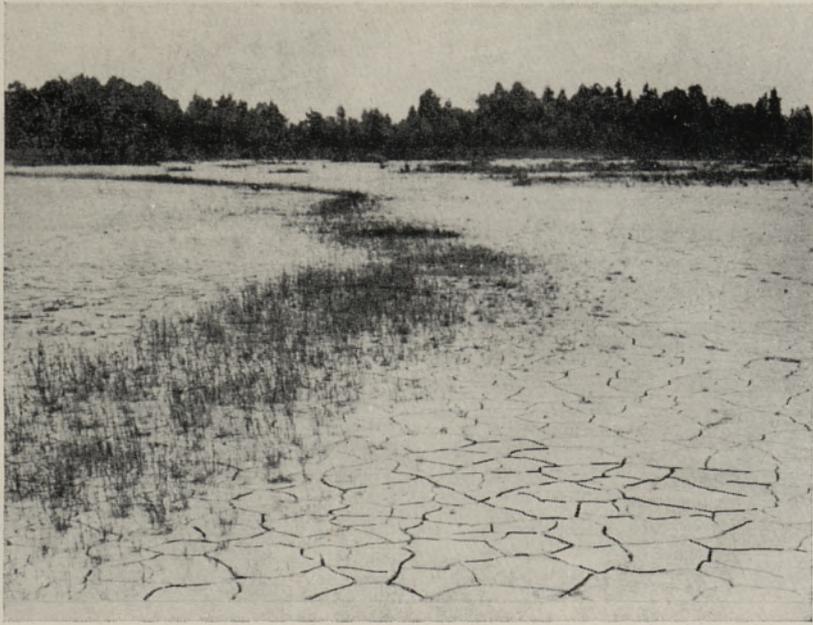


Рис. 11. Общий вид сухого известкового дна озера Сиплазе. В середине видно слабо выраженное русло ручейка, протекавшего по дну озера после его стекания.



Рис. 12. Прибрежная часть озера Сиплазе. Видна белая извилистая полоса скопления раковин моллюсков (детали см. на рис. 13 и 14).



Рис. 13. Участок дна прибрежной полосы озера Сиплазе с трещинами усыхания и скопления раковин моллюсков.

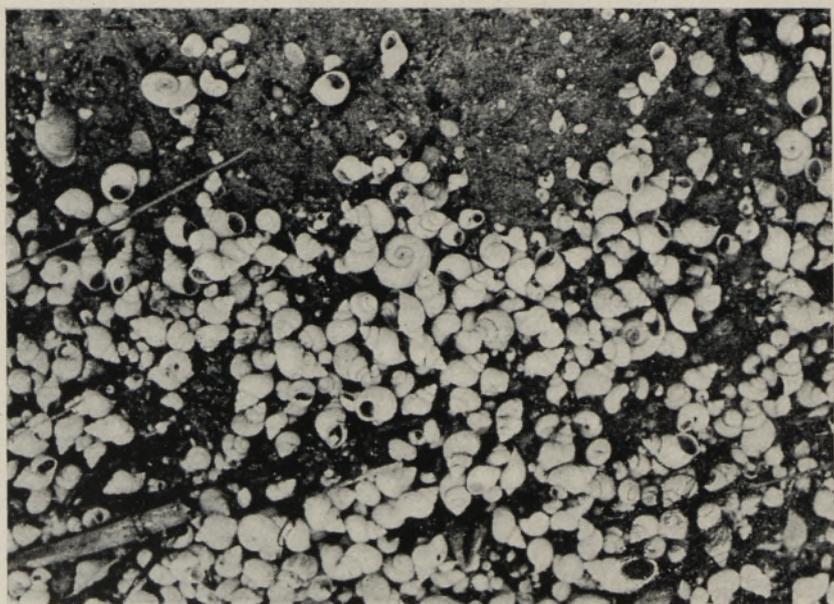


Рис. 14. Раковины моллюсков на сухом дне прибрежной части озера Сиплазе. Встречаются: *Bithynia tentaculata* (обильно), *Radix peregra*, *Valvata piscinalis*, *Planorbis planorbis* и *Galba palustris*.

хах разреза Ййэмпна найден *Anisus spirorbis*, не встреченный в других местонахождениях моллюсков (как субфоссильных, так и современных) на о-ве Сааремаа. Там же встречаются *Hippeutis complanatus*, *Armiger crista* и *Valvata cristata*, редкие в остальных местонахождениях.

Изменения фауны по вертикали в большинстве случаев, вероятно, не обусловлены различным возрастом осадков, так как все изученные залежи моложе VIII фазы, т. е. того времени, когда пресноводная малакофауна Эстонии в современном видовом составе в основных чертах уже сформировалась. Главной причиной наблюдаемого изменения фауны по вертикали является, очевидно, изменение уровня воды в бывших озерах.

История развития озер о-ва Сааремаа неразрывно связана с постепенным освобождением этого острова из-под вод Балтийского моря в течение голоцена. Морские береговые образования, широко распространенные в районе Центральной возвышенности острова, препятствовали стеканию вод и обусловили образование небольших болотных и озерных бассейнов. Из рис. 1 видно, что большинство залежей озерной извести расположено именно за береговыми образованиями.

Озерные и болотные отложения позднеледникового и пребореального возраста на Сааремаа отсутствуют. Наиболее древние отложения указанных генетических типов расположены выше береговой линии максимальной трансгрессии Анцилового озера у Пелисоо, Сиплазе, Ярвесоо и Казесоо. По данным Х. Кессел, озерная известь в болоте Пелисоо образовалась в VIII и, вероятно, в VII фазе, а в VI фазе там уже отлагался сапропель. В бассейнах Ярвесоо и Казесоо, а местами и в Сиплазе в VIII фазе в течение короткого периода господствовали болотные условия. К концу указанной фазы, во время максимальной трансгрессии Анцилового озера, сформировались береговые образования, затем к началу VII фазы появились озера и началось накопление озерной извести. Уровень воды в указанных водоемах по сравнению с бывшими голоценовыми озерами в возвышенной материковой части Эстонии был относительно высоким, и поэтому возможные колебания уровня воды в ряде озер слабо отражаются в составе малакофауны. В Казесоо можно предполагать повышение уровня воды в начальной стадии развития озера, а затем его медленное и довольно длительное понижение. Сравнительно резкое понижение уровня воды наблюдается на глубине 3,5—3,6 м, на границе между глинистой известью и известью с органической примесью. На фоне общего незначительного понижения уровня воды могло иметь место лишь небольшое поднятие его во время образования средней части слоя озерной извести. Переход озерной извести в сапропель в данном разрезе, по-видимому, не связан со сколько-нибудь значительным поднятием уровня воды, так как сапропель содержит остатки тростника и в верхней части постепенно переходит в тростниковый торф.

В бассейне Ярвесоо можно наблюдать аналогичные, но еще менее ясно выраженные изменения уровня воды. Здесь в средней части разреза также наблюдается слабое повышение уровня воды, совпадающее с концом VII или с началом VI фазы, и едва заметные понижения в середине VII и в первой половине VI фазы. Сапропель, отложившийся в V фазе, может быть связан с некоторым повышением уровня воды. Накопление сапропеля длилось сравнительно долго, возможно оно происходило и в течение IV фазы, так как нижние слои вышележащего торфа относятся уже к III фазе.

В бассейне Сиплазе довольно глубоководные условия господствовали почти в течение всего времени его существования, причем уровень воды достиг максимума, видимо, в VI фазе. В конце V фазы в большей части бассейна озерные условия сменились болотными. В остаточном озере

сравнительно глубоководные условия сменились в I фазе мелководными. Это хорошо отражается в смене глубоководной фауны мелководной.

Залежь Ййэмпя, как уже указывалось, расположена за хорошо развитыми береговыми образованиями максимальной трансгрессии Литоринового моря. Соответствующее озеро, однако, существовало, согласно нашей спорово-пыльцевой диаграмме, уже с конца анциловой стадии, т. е. оно старше упомянутого берегового образования у Кярла. Х. Кессел (Kessel, 1961; см. также рис. 1 в настоящей статье) рассматривает последнее как береговую косу возраста L_{II} и датирует погребенные под ней органогенные отложения, по данным спорово-пыльцевого анализа, концом VII и началом VI фазы. Однако трудно согласиться с тем, что мы имеем здесь дело с береговой косой, так как в районе изученной нами залежи лагунные и морские отложения соответствующего возраста отсутствуют. Фауна изученных нами отложений типично пресноводная, хотя по сравнению с другими залежами озерной извести острова и довольно своеобразная. Судя по характеру малакофауны, уровень воды в водоеме Ййэмпя в начальный период его существования (начало VI фазы) был, видимо, довольно высоким. Затем произошло понижение уровня, вслед за этим некоторое повышение и снова понижение, которое уже привело к исчезновению озера во второй половине VI фазы — на его месте образовалось низинное болото. В самом конце той же фазы в болоте снова появилось небольшое озеро, в котором накопился верхний слой извести. Возникновение озера Ййэмпя, видимо, обусловлено общим повышением уровня грунтовых вод, связанным с максимальной трансгрессией Литоринового моря, т. е. с периодом формирования береговых образований Кярла.

Залежь Кихельконна также находится за береговыми образованиями максимальной трансгрессии Литоринового моря. Во время регрессии Анцилового озера в рассматриваемой местности существовало низинное болото, на месте которого после отложения береговых образований возникло озеро. В нем отлагалась в VI фазе торфянистая и в V фазе — более или менее чистая известь. По характеру осадков и содержащейся в них малакофауне можно заключить, что в VI фазе озеро было сравнительно мелководным, а в V фазе — более глубоководным. Судя по резкому контакту между известью и покрывающим ее торфом, а также по резкому изменению спорово-пыльцевого состава отложений на том же уровне, в конце V фазы озеро стекло и прекратило свое существование. На его месте до наших дней существует низинное болото, но с неблагоприятными условиями торфообразования.

Таким образом, озера, давшие начало изученным залежам пресноводной извести, существовали в большинстве случаев до конца V фазы. Накопление озерной извести на о-ве Сааремаа происходило, следовательно, преимущественно в период от середины бореального времени до конца атлантического и особенно интенсивно в течение VII и VI фаз. В послеатлантическое время озерная известь накапливалась медленно и лишь в нескольких водоемах.

- Kessel, H. 1961. Balti mere holotseenete rannikumoodustiste geoloogia Eestis. Kandidaadi dissertatsioon. ENSV TA Geoloogia Instituut.
- Luha, A., Blumfeldt, E., Tammekann, A. (toimetus). 1934. Koguteos: Eesti. 6. Saaremaa.
- Männil, R. 1961. Pandivere kõrgustiku piirkonnas esinevaist holotseenetest järvesetestest. ENSV TA Geol. Inst. uurimused, VII.
- Orviku, K. 1934. Sörve. Loodus ja inimene. Koguteos: Eesti, 6. Saaremaa.

SAAREMAA JÄRVELUBJALASUNDID, NENDE MALAKOFAUNA JA VANUS

R. MÄNNIL

Resümee

Artiklis esitatakse Saaremaa viie suurema järvelubjalasundi malako-faunistilise ja palünoloogilise uurimise tulemused.

Enamus Saaremaa järvelubjalasundeist paikneb saare lääneosas kesk-kõrgustiku piirkonnas (joon. 1). Saare idaosas ei olnud tasase reljeefi ja territooriumi hilise vabanemise tõttu Balti mere alt järvede tekkimiseks soodsaid tingimusi. Valdav osa järvelubjalasundeid kujunes Balti mere rannamoodustiste taga asetsenud paisjärvedes. Neli Saaremaa vanimat järvelubjalasundit — Siplase (joon. 2—4 ja 11—14), Järvesoo (joon. 5A ja 6), Kasesoo (joon. 5B) ja Pelisoo lasund — asetsevad Antsülusjärve maksimaalse transgressiooni rannamoodustiste taga; järvelubi on siin keskmiselt 1,5 m (maksimaalselt 2,7 m) paks. Kihelkonna (joon. 7 ja 8) ja Jõempa lasund (joon. 9 ja 10) asetsevad Litoriiinamere maksimaalse transgressiooni rannamoodustiste taga; nad on väiksemamõõdulised ja lubja paksus neis ei ületa 1 m. Veelgi väiksemad on Pahila ja Karusoo leiukohad Saaremaa kirdeosas, kus järvelubja paksus on vaid 0,1—0,5 m.

Üldise iseloomu ja suhteliselt väikese kaltsiumkarbonaadisalduse poolest erineb Saaremaa järvelubi Eesti mandriosas Pandivere kõrgustiku suurte lasundite lubjast, kuid on lähedane enamiku Lõuna-Eesti lasundite lubjale. Saaremaa järvelubja sagedasemaiks lisandeiks on sapropeel, harvem taimejäänused ja klastiline materjal. Esimese sisaldus on tavaliselt suurem lasundi ülemises, viimase sisaldus aga alumises osas, kusjuures allpool läheb lubi sageli üle karbonaatseks saviks. Uuritud lasundeid iseloomustab lubjaalune turbakiht, mis koosneb hästi kõdunenud madal-soo- või siirdesooturbast.

Uuritud järvelubjalasunditest on kogutud 2260 eksemplari magevee-molluskeid 11 gastropoodi- ja 8 karbiliigist. Karbid moodustavad 57% kogutud molluskite üldarvust ning kuuluvad peaaegu eranditult perekonda *Pisidium* (*Sphaerium*'i esindavad materjalis vaid üksikud eksemplariid). Kõige sagedamini esinevaiks molluskeiks on *Pisidium nitidum* (44% üldarvust) ja *Bithynia tentaculata*. Sagedased on veel *Valvata pulchella*, *V. cristata*, *V. piscinalis*, *Radix peregra* ja *Pisidium milium*. Nimetatud liigid moodustavad umbes 95% uuritud molluskite üldarvust. Harva esinevad *Pisidium obtusale*, *P. lilljeborgi*, *Bithynia leachi*, *Planorbis planorbis*, *Pisidium casertanum*, *Armiger crista*, *Pisidium hibernicum*.

Võrreldes Saaremaa järvelubja molluskitefaunat Eesti mandriosa järvelubja molluskitefaunaga, kust senini on teada 38 liiki (Männil, 1961), torkab silma esimese liigivaesus. Mitmete madalveevormide puudumine või harv esinemine Saaremaa järvelubjas kõneleb sellest, et viimane kju-

nes üldiselt sügavamaveelises keskkonnas kui Eesti mandriosa järvelubi. Saaremaa retsentse faunaga võrreldes (on tuntud 22 liiki molluskeid) on tema järvelubja molluskitefauna ühekülgne; selles puuduvad mitmed reofiilsed ja madalveelised vormid. Teiselt poolt esineb viimases liike (*Anisus spirorbis*, *Armiger crista*, *Valvata pulchella*, *Bithynia leachi*, *Pisidium milium*, *P. lilljeborgi*, *P. hibernicum*, *P. obtusale*), mida retsentse faunas pole teada. Mitmete Eesti mandriosale omaste liikide (*Radix auricularia*, *Galba truncatula* jt.) puudumist nii Saaremaa retsentse faunas kui ka järvelubjas tuleb nähtavasti seletada kliimatiliste erinevustega nimetatud piirkondades.

Malakofauna koostise muutlikkus järvelubja vertikaalses profiilis ei ole seletatav setete erineva vanusega, sest kõik uuritud lasundid on nooremad VIII metsade arengu faasist, s. t. ajast, millal Eesti ala mageveelise molluskitefauna liigiline koosseis oli juba põhiliselt välja kujunenud. Muutuste peamiseks põhjuseks on nähtavasti olnud veetaseme kõikumine veekogudes. Suhteliselt sügava vee tõttu ei avaldu need kõikumised Saaremaa subfossiilses faunas aga kuigi reljeefelt.

Vastavalt õietolmuanalüüsi tulemustele (joon. 3, 4, 6, 8 ja 9) settis Saaremaa järvelubi põhiliselt ajavahemikul boreaalse aja keskelt atlantilise aja lõpuni, eriti intensiivselt aga VII ja VI metsade arengu faasil. Postatlantilisel ajal jätkus lubja settimine vaid mõnes veekogus, ning sealgi aeglaselt.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

THE FRESH-WATER LIME DEPOSITS OF SAAREMAA, THEIR MALACOFUNA AND AGE

R. MÄNNIL

Summary

The author presents the results of malacofaunistic and palynological studies of five larger fresh-water lime deposits on the island of Saaremaa in Soviet Estonia.

The majority of Saaremaa fresh-water lime deposits are distributed in the western part of the island, in the central elevation (fig. 1). Owing to the even relief of the eastern part of the island as well as to the late regression of the Baltic in this part, the conditions for a formation of lakes were rather unfavourable here. The majority of the lime deposits are situated behind the ancient shoreline of the Baltic, being deposited in corresponding dam-lakes. The four oldest fresh-water lime deposits in Saaremaa — those of Siplase (figs. 2—4, 11—14), Järvesoo (figs. 5A and 6), Kasesoo (fig. 5B) and Pelisoo are located behind the coast formations of the maximum transgression of the Ancylus Lake, the lacustrine lime being here 1.5 m on the average (the maximum thickness — 2.7 m). The deposits of Kihelkonna (figs. 7 and 8) and Jõempa (figs. 9 and 10) are situated behind the shoreline of the maximum transgression of the Littorina Sea, and they are of small dimensions, with a thickness of lime not exceeding 1 m. The Pahila and Karusoo deposits in the northeastern part of the island are even slighter than the last-mentioned ones, the thickness of lime being but 0.1—0.5 m.

The lacustrine lime of Saaremaa, owing to its general character and a comparatively small calcium carbonate content, differs from the lime of the great deposits of the Pandivere elevation of the continent, and has traits in common with the lime of the South-Estonian deposits. A frequent additional matter of Saaremaa lacustrine lime is sapropel, plant relics and clastic material occurring but seldom. The content of the former is usually greater in the upper part of the deposit, and the content of the latter — in the lower part, with the lime generally turning into carbonate clay towards the bottom. A typical feature of the deposits studied is the occurrence of a peat layer under the lime, consisting of well-decayed low-bog peat, or transitional peat.

From the borings of lime deposits, 2260 specimens of fresh-water molluscs were collected, representing 11 gastropod and 8 shell species. The latter make 57% of the total of the molluscs collected, and belong almost without a single exception to the genus *Pisidium*, the most frequent molluscs being *Pisidium nitidum* (44% of the total) and *Bithynia tentaculata*. *Valvata pulchella*, *V. cristata*, *V. piscinalis*, *Radix peregra* and *Pisidium milium* are also well represented. The species mentioned form about 95% of the total of the molluscs investigated. The rarely occurring species are *Pisidium obtusale*, *P. lilljeborgi*, *Bithynia leachi*, *Planorbis planorbis*, *Pisidium casertanum*, *Armiger crista*, *Pisidium hibernicum*, and others.

In comparison with the mollusc fauna occurring in the lacustrine lime of the continental part of Estonia, where 38 species have been stated up to the present time (Männil, 1961), the sparsity of species in Saaremaa is rather striking. The absence or rare occurrence of a number of shallow-water forms in Saaremaa lime is proof of the latter being formed in a deeper water than the lime of the deposits on the continental part of Estonia. In comparison with the more recent malacofauna of Saaremaa (of which 22 mollusc species are known), the lacustrine lime malacofauna is rather one-sided, as rheophilous and shallow-water forms are lacking in lacustrine lime. On the other hand, there occur some species (*Anisus spirorbis*, *Armiger crista*, *Valvata pulchella*, *Bithynia leachi*, *Pisidium milium*, *P. lilljeborgi*, *P. hibernicum*, *P. obtusale*), which are not known to exist in the recent fauna. In the recent as well as subfossil malacofauna of Saaremaa, the absence of species typical of the continental part of Estonia (*Radix auricularia*, *Galba truncatula*, and others) is probably due to climatic differences between both the regions mentioned.

The variation of the composition of lacustrine subfossil malacofauna in vertical profile cannot be explained by the different age of the deposits, as all the deposits studied are younger than phase VIII of forest development, i. e. than the time at which the Estonian fresh-water mollusc fauna had already been formed as a whole. The main reason for the corresponding changes is probably to be found in the fluctuation of the water level in basins. Owing to a comparatively deep water in Saaremaa basins, the fluctuations of the water level are not particularly strikingly reflected in the subfossil fauna of Saaremaa.

According to the results of pollen analysis (figs. 3, 4, 6, 8 and 9), the lacustrine lime of Saaremaa was mainly deposited in the period covering the middle of the Boreal up to the end of the Atlantic time, and with particular intensity in phases VII and VI of forest development. During the Post-Atlantic time the deposition of lime was effected in a few lakes only, and at a very slow rate.

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

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВЕРХОВОГО БОЛОТА НИГУЛА

Р. О. ПИРРУС

Верховое болото Нигула и его окрестность взяты под охрану природы с целью сохранения этого высокоразвитого болотного массива в природном состоянии (Masing, 1960). Благодаря этому созданы возможности для изучения дальнейшего хода заболачивания. Особый интерес представляют вопросы развития болота в ранний период его существования.

В настоящей статье автор пытается осветить эти вопросы на основе палинологических данных. Для определения возраста отложений они изучались палинологическим методом в семи скважинах в пределах верхового болота Нигула и в одной скважине в центральном участке верхового болота Руунасоо. Дополнительно к этому для выяснения геологического строения болота были заложены три поперечных разреза по линиям *АВ*, *ВГ*, *ДЕ* и отдельные скважины (рис. 1). Разрез *АВ* был пронивелирован.

Верховое болото расположено на водораздельном участке западного края Сакалаской возвышенности. Рассматриваемый район геоморфологически характеризуется распространением мелких друмлинов (К. Орвику, 1961). Восточнее болота находятся друмлинообразное повышение и друмлины Туулику, которые отделяют верховое болото Нигула от болота Руунасоо. Друмлинообразное повышение тянется также по линии четырех минеральных островов (Н. Лиррмаа, Th. Лиррмаа, 1937). Последние представляют собой более высокие части друмлинообразного повышения, которые до сих пор еще не подвергались заболачиванию. Более низкие части повышения уже заболочены. Как в окрестности верхового болота, так и на минеральных островах минеральным основанием является в основном красновато-бурая морена — супесь с гравием, галькой и валунами.

Площадь болота Нигула охватывает 2342 га (Труу, 1961, ред.), длина его — 9,5 км, ширина — 3,5 км. Болото — безлесное с обилием мочажин и грядово-озерковых комплексов (рис. 2 и 3). Оно принадлежит к району крупных верховых болот Юго-Западной Эстонии (Труу, 1961, ред.). По имеющимся данным, * грядово-озерковый комплекс занимает 30%, грядово-мочажинный — 55% и кустарничковое болото — 15% общей площади верхового болота Нигула.

* M. Ainsaar. Nigula raba looduskaitseala flora ja vegetatsioon. 1957. Дипломная работа. Кафедра систематики растений и геоботаники Тартуского государственного университета.

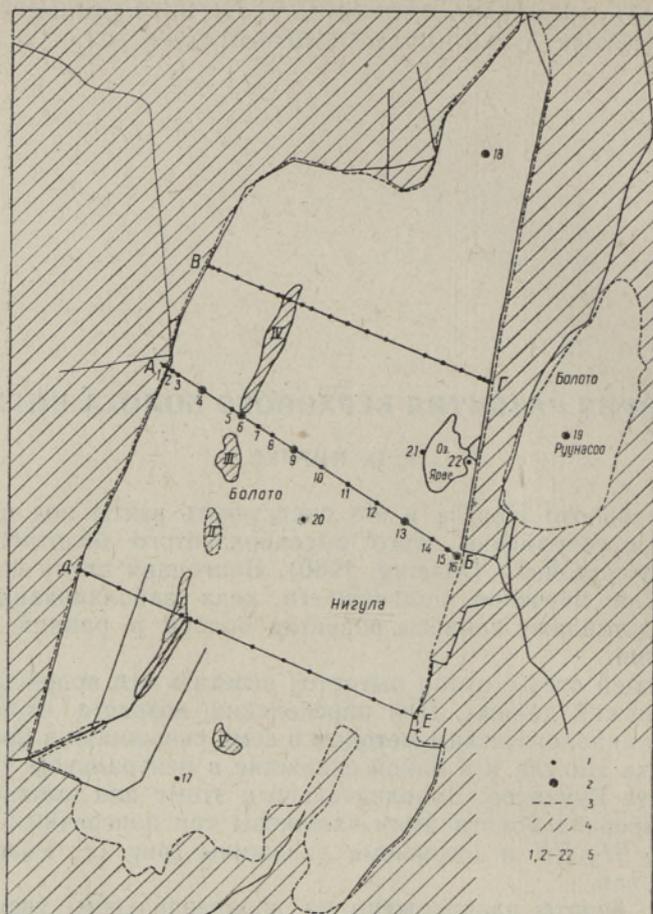


Рис. 1. Схема расположения скважин в верховых болотах Нигула и Руунасоо.

1 — скважины; 2 — скважины, изученные палинологическим методом; 3 — граница болотного массива; 4 — суходол; 5 — номера скважин.

Наиболее облесенными частями болота являются краевая зона и окрестность минеральных островов (рис. 4).

Интерес представляет группа более высоких деревьев в центральной части безлесного болота (рис. 1, скв. 20). Среди деревьев здесь преобладают береза и сосна. Встречаются и единичные ели. Недревесный растительный покров состоит из кукушкина льна, черники, болотного багульника, пушицы и др. Характер растительности в районе этой группы деревьев заставляет предполагать, что и здесь находится одно возвышение суходола. Однако при бурении выяснилось, что разрез этой части близок к разрезу окружающего болота: торф — 3,70, сапрпель — 0,30, песок — 0,10 м. Существование здесь сравнительно требовательной растительной группировки связано, видимо, с местным своеобразным водным режимом, создающим для нее необходимые условия питания.

На южной окраине болотного массива распространяется мокрое безлесное переходное болото шириной до 500 м. Мощность торфа на этом участке незначительная — в среднем 0,5 м. Местами наблюдаются круп-



Рис. 2. Система вторичных болотных озерков на северо-западном участке верхового болота Нигула.



Рис. 3. Безлесное верховое болото Нигула, вдали минеральный остров.



Рис. 4. Верховое болото Нигула юго-восточнее первого минерального острова.



Рис. 5. Вид на озеро Ярве с юго-восточного берега.

ные эрратические валуны, которые полностью еще не погружены в торф. Узкие полосы переходного болота опоясывают также минеральные острова. Верховое болото Нигула имеет типично и хорошо развитые склоны, из которых западный склон более крутой и высокий, восточный — более пологий и низкий.

В восточной части болотного массива находится озеро Ярве, полностью окруженное болотом (рис. 5). Судя по распространению озерных отложений, залегающих под торфом, в более раннее время приблизительно в пределах современного болота распространялись два озера: узкое — западное и более широкое — восточнее минеральных островов. Можно полагать, что эти древние водоемы севернее или южнее болотных островов были соединены между собой. Фактический материал, который мог бы подтвердить это предположение, у нас отсутствует, но по рельефу болота и его окрестности можно заключить, что соединение между озерами существовало, вероятно, только в виде водотока. Рельеф дна озер был неровный. Дно восточного озера погружалось в направлении современного озера. На расстоянии 1000 м к востоку от цепи минеральных островов и параллельно ей протягивалось низкое подводное возвышение высотой 1—2 м. Для западного озера был характерен более ровный рельеф дна.

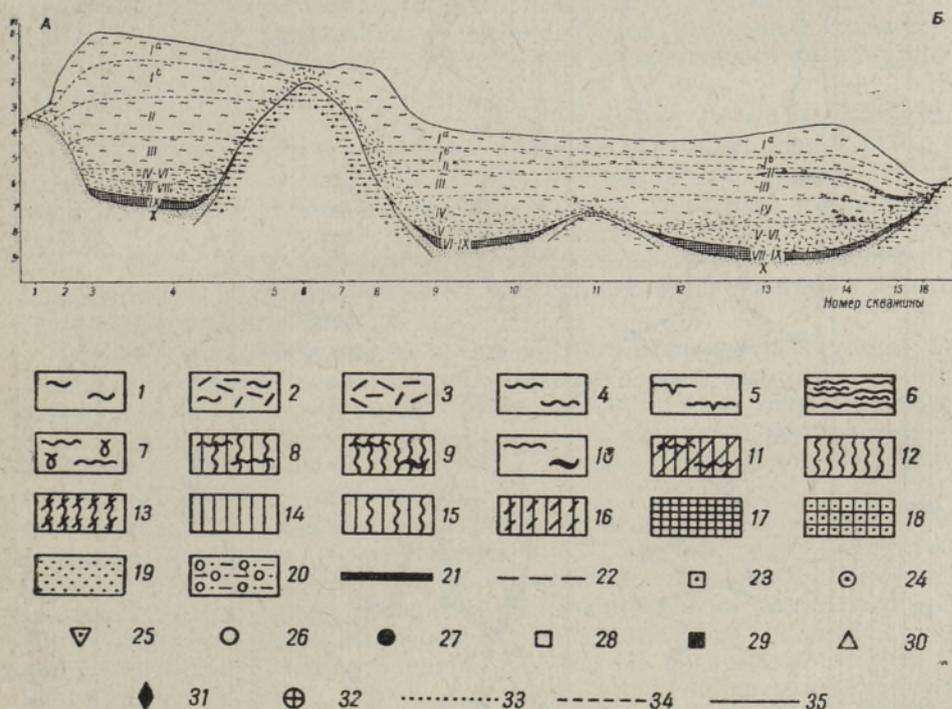


Рис. 6. Поперечный разрез верхового болота Нигула вдоль линии АБ.

1 — верховой торф (в отдельных геологических колонках спорово-пыльцевых диаграмм — мочажинный торф); 2 — переходный торф; 3 — низинный торф; 4 — медузм-торф; 5 — фу-
 скум-торф; 6 — пушицево-сфагновый торф; 7 — кустарничково-сфагновый торф; 8 — дре-
 весно-тростниковый торф переходного типа; 9 — тростниково-сфагновый торф переходного
 типа; 10 — сфагновый торф переходного типа; 11 — древесно-сфагновый торф переходного
 типа; 12 — тростниковый торф; 13 — тростниково-гипновый торф; 14 — древесный торф;
 15 — древесно-тростниковый торф; 16 — древесно-гипновый торф; 17 — сапрпель; 18 — пе-
 счанистый сапрпель; 19 — песок; 20 — супесь с гравием, галькой и валунами (морена);
 21 — следы пожара в торфе; 22 — предполагаемая граница спорово-пыльцевых зон по
 палинологическим данным; 23 — пыльца деревьев; 24 — пыльца травянистых растений;
 25 — споры; 26—35 — пыльца: 26 — березы, 27 — сосны, 28 — ольхи, 29 — широколиствен-
 ных, 30 — ели, 31 — орешника, 32 — ивы, 33 — вяза, 34 — липы, 35 — дуба. Индексы
 зон даны по Посту-Нильсону (X—1). Легенда — общая для рис. 6—12.

Первыми озерными отложениями на территории болота являются слабо отсортированные пески мощностью 15 см и больше. В верхней части они обогащены органическим компонентом и переходят в сапрпель коричневатого или зеленовато-черного цвета. Сапрпель представлен здесь относительно плотным отложением со слабо раковистым изломом. Мощность сапрпеля 10—40 см (рис. 6).

На основе палинологических данных можно заключить, что образование озерных песков прекратилось в позднеледниковое время, в конце X фазы развития лесов. В начале нижнего голоцена (IX фаза развития лесов) в обоих водоемах началось отложение песчанистого сапрпеля и сапрпеля. Продолжительность существования рассматриваемых водоемов была неодинаковой. Зарастание западного озера, даже в его более глубокой части, началось уже на границе IX и VIII фазы развития лесов (рис. 7). Восточное озеро существовало в значительных размерах

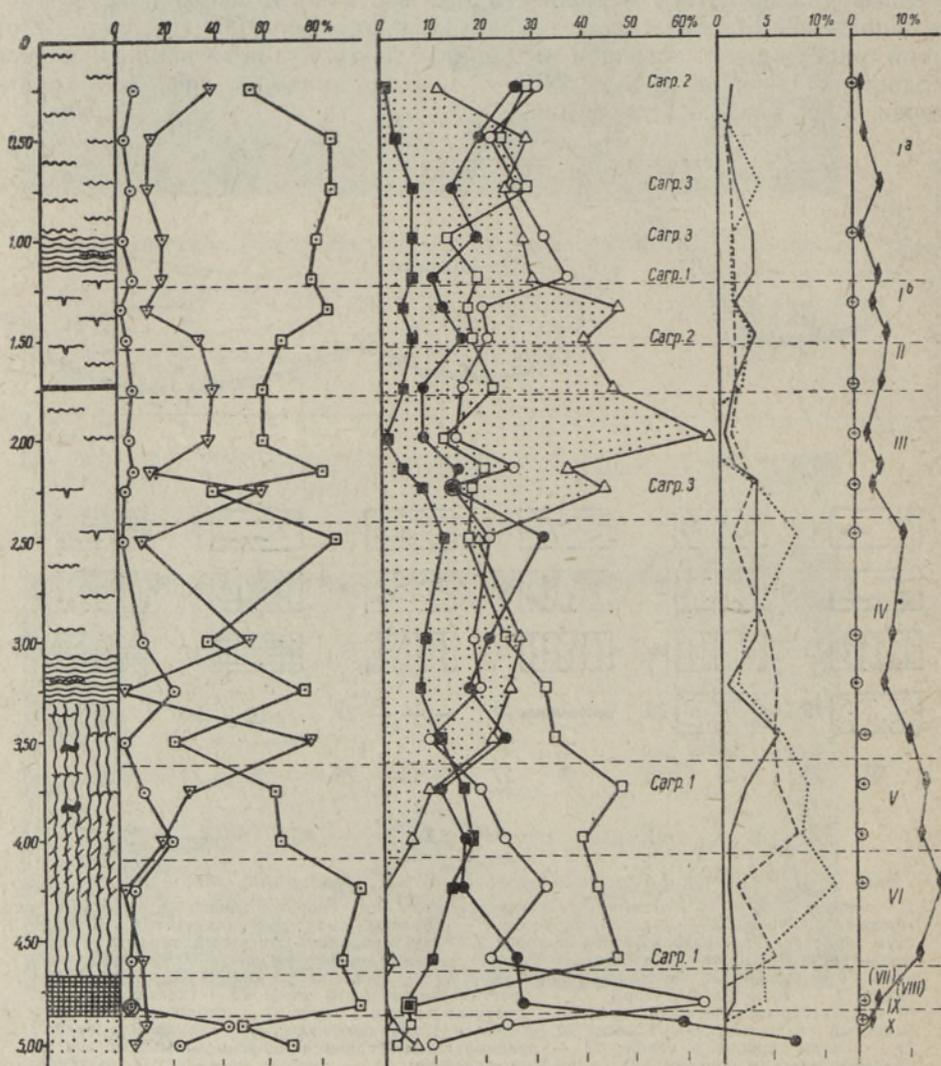


Рис. 7. Пыльцевая диаграмма западной части верхового болота Нигула. Скв. 4.

еще в начале атлантического климатического периода. Заращение его началось в более узкой северной части в VIII фазе развития лесов. Вблизи минеральных островов сапрпель отлагался еще в VI фазе (рис. 8). Там же и также на северном участке болота на маломощной прослойке торфа наблюдается прослой торфяного ила, образовавшегося в V фазе развития лесов. Это показывает, что в теплых и влажных климатических условиях V фазы в некоторых частях зарастающего озера восстановились, по-видимому, озерные условия.

Низинный торф, образовавшийся при заращении озер, состоит из тростникового, тростниково-гипнового, гипнового и древесно-гипнового торфа. Количество древесины в торфе выше на тех участках болота, где минеральное дно более высокое. Мощность низинного торфа 0,6—1,2 м. В западной части болота образование низинного торфа продолжалось до начала атлантического климатического периода, в то время как в восточной части условия низинного болота существовали еще в середине этого периода (рис. 7, 8, 9). На краевых участках болота образование переходного торфа началось несколько позже.

Переходный торф представлен в основном древесно-сфагновыми видами торфа с обилием пней. Мощность его 0,2—0,5 м. В западной части болота образование торфа переходного типа происходило во время атлантического климатического периода (рис. 6). В восточной части переходный торф развивался в течение второй половины указанного периода, но лишь местами образование его продолжалось до конца периода (рис. 8, 9).

В конце среднего голоцена (вторая половина IV фазы и начало III фазы) начинается повсеместное развитие верхового торфа, которое продолжается до современного времени. Верховой тип торфа представлен в основном следующими видами: фускум-, медиум- и мочажинным торфом. Часто встречаются прослойки пушицево-сфагнового торфа, особенно в более низких горизонтах верхового торфа. Мощность верхового торфа достигает 5 м, причем наиболее мощный торф залегает к западу от минеральных островов.

В связи с развитием болота происходит его расширение за счет окружающего суходола и пересекающего его друмлинообразного повышения. Между третьим и четвертым минеральными островами торф стал отлагаться лишь в начале I^a фазы (рис. 10), на восточном крае болота — во время II фазы (рис. 11) и в 400 м от южного края верховой залежи — в VI фазе развития лесов.

Относительно сухой климат III фазы не препятствовал интенсивному развитию верхового торфа, начавшемуся местами уже в середине IV фазы развития лесов. Об этом свидетельствует, кроме мощности верхового торфа, также сравнительно низкая степень разложения его. Пограничный горизонт, характерный для верхней части III зоны, наблюдается местами только на окраинах болота. На южном крае болота он представлен, например, двумя следующими друг за другом прослойками сильно разложившегося торфа мощностью 3—4 см и в северной части болота — одним прослоем такого же торфа мощностью 20 см. В последнем прослое наблюдается обилие древесины.

На южном участке и на восточной окраине болота (см. рис. 1, скв. 17, 13, 16) во II зоне в верховом торфе обнаружены следы пожара. На том же стратиграфическом уровне следы пожара наблюдаются и на восточном берегу озера Ярве. Этот пожар нарушил нормальный ход развития верхового болота, что отражается и в спорово-пыльцевой диаграмме соответствующего участка (рис. 9). Мощность II зоны здесь

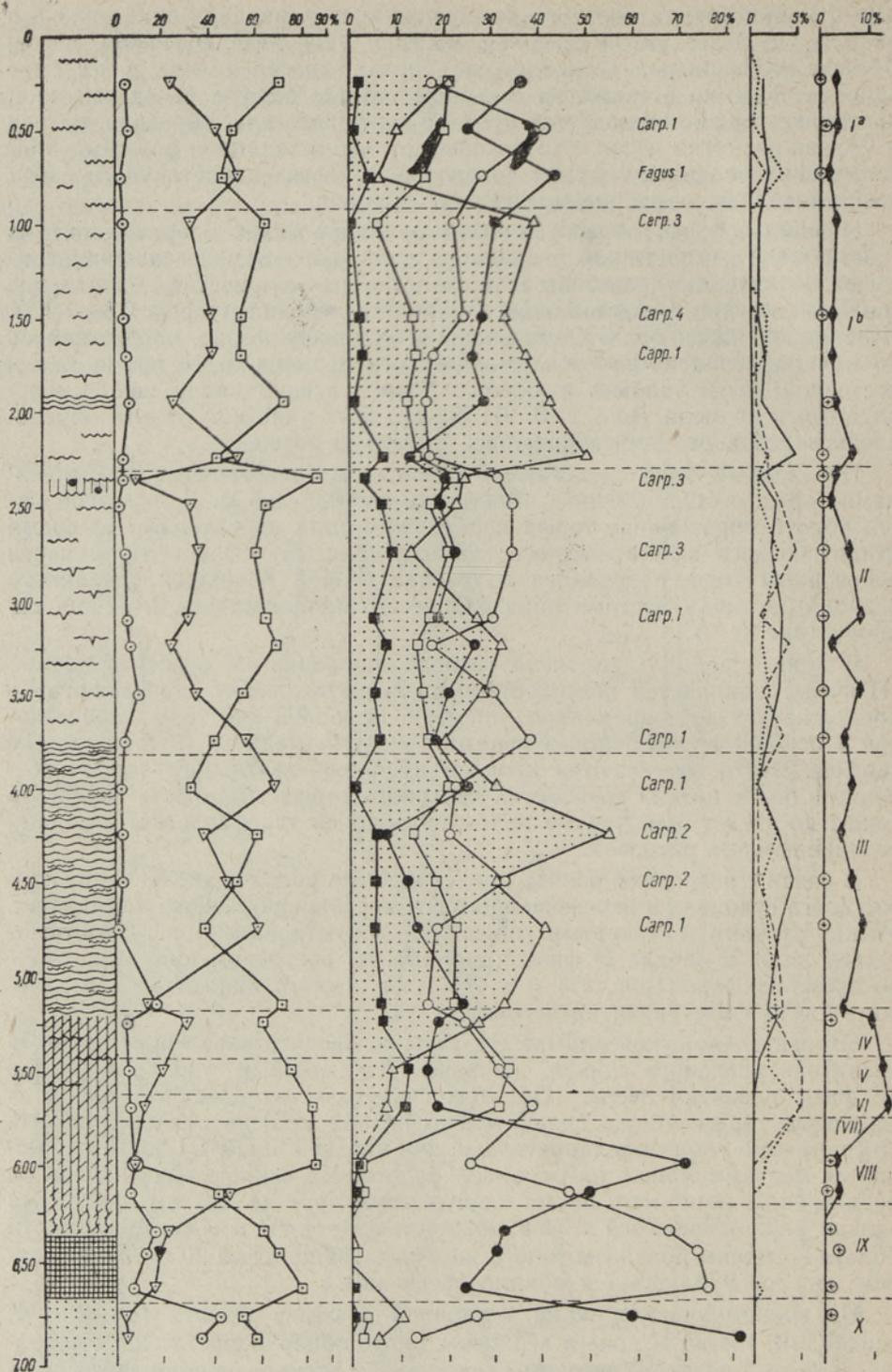


Рис. 8. Пыльцевая диаграмма восточной части верхнего болота Нигула вблизи минеральных островов. Скв. 9.

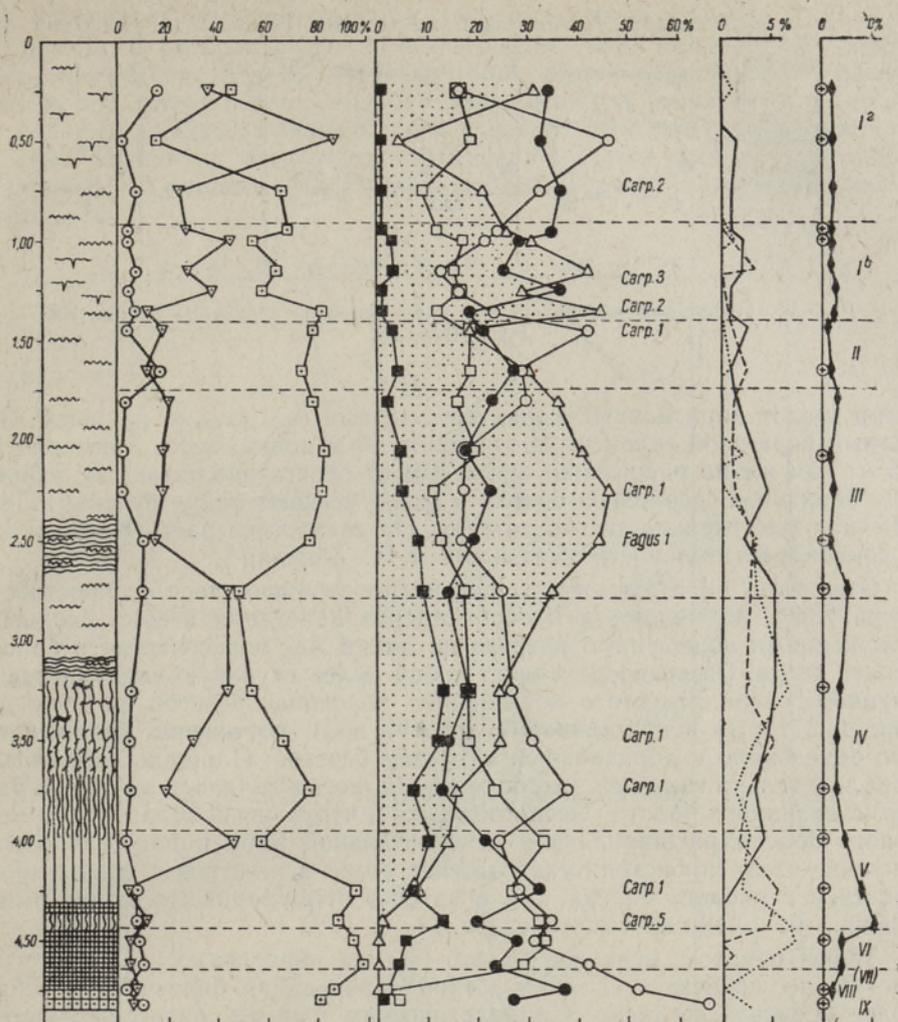


Рис. 9. Пыльцевая диаграмма восточной части верхового болота Нигула. Скв. 13.

значительно меньше, чем в других разрезах верхового болота Нигула, подвергнутых палинологическому анализу.

В восточной части верхового болота Нигула расположено озеро Ярве длиной 800 м, шириной 350 м (см. рис. 5). Озеро окружено верховым болотом. На берегах восточных затонов растет болотный лес. Берега

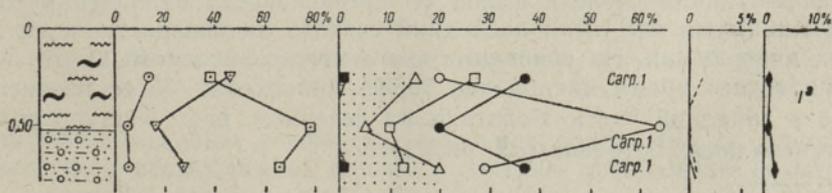


Рис. 10. Пыльцевая диаграмма переходного болота между третьим и четвертым минеральными островами верхового болота Нигула. Скв. 6.

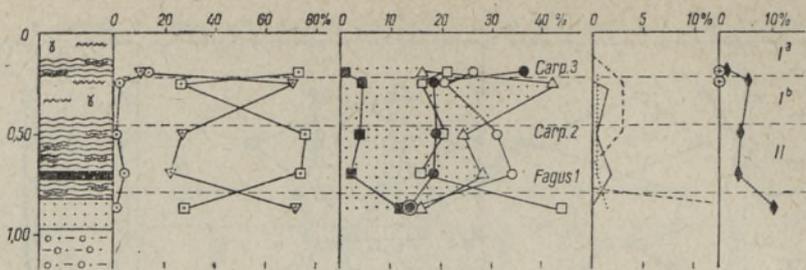


Рис. 11. Пыльцевая диаграмма восточной окраины верхового болота Нигула. Скв. 16.

озера имеют абразионный характер, местами они сильно размыты. Западный береговой склон на протяжении 50 м поднимается примерно на 1,5 м. Там же на расстоянии около 5 м от берега наблюдаются небольшие оползни. С верхового болота в озеро стекают узкие ручейки. Прибрежная растительность отсутствует. На отсутствие здесь прибрежной и донной растительности указывала и М. Айнсаар*.

Озерные и болотные отложения, распространяющиеся в окрестности озера Ярве, по мощности и особенностям залегания весьма сходны с отложениями поперечного разреза по линии АБ, пересекающего болото южнее озера. Озеро представляет собой более глубокую часть бывшего крупного озера. Вместе с повышением торфяных берегов по мере накопления торфа вокруг водоема уровень воды постепенно поднимался. Это обусловило и абразионный характер берегов. Площадь озера была приблизительно такой же уже в то время, когда началось всеобщее развитие низинного болота. Очень возможно, что в связи с развитием верхового болота расширилась в незначительной мере и площадь озера. Питание озера происходит как за счет стока в него вод с повышенных участков верхового болота, так и за счет атмосферных осадков, выпадающих на площади самого озера.

Таким образом, верховое болото Нигула образовалось на месте зарастающих водоемов. С точки зрения образования болотного массива, более древним, согласно палинологическим данным, является участок, расположенный западнее минеральных островов, и северная часть восточного участка болота. Верховая стадия в развитии болота началась везде или менее одновременно. В верховых условиях наблюдается интенсивный рост торфяной залежи и расширение болота за счет суходола. Судя по мощности верхового торфа, более благоприятные условия для образования его были в западной части болота (см. рис. 6). На всех спорово-пыльцевых диаграммах наблюдается резкое уменьшение пыльцы ели в фазе I^a (см. рис. 6—10). При этом на пыльцевых диаграммах минимум пыльцы ели появляется на разных глубинах. Это дает возможность сделать вывод об интенсивности накопления торфа после минимума ели, если последний считать одновозрастным на всех наших диаграммах. На основании этого можно заключить, что и в самое последнее время накопление торфа происходит более интенсивно также в западной части болота и на северном его участке, восточнее минеральных островов (см. рис. 1).

* М. Ainsaar. Nigula raba looduskaitseala flora ja vegetatsioon. 1957. Дипломная работа. Кафедра систематики растений и геоботаники Тартуского государственного университета.

К востоку от верхового болота Нигула находится болото Руунасоо (см. рис. 1). В истории развития и в генезисе обоих болот наблюдается много общего (рис. 6 и 12). Верховое болото Мустраба, расположенное к северу от болота Нигула, также образовалось в результате зарастания водоема, существовавшего здесь в конце плейстоцена и в нижнем голоцене. Низинные условия господствовали в этом районе в течение атлантического климатического периода, а верховые — с начала IV фазы (Кессел, 1963).

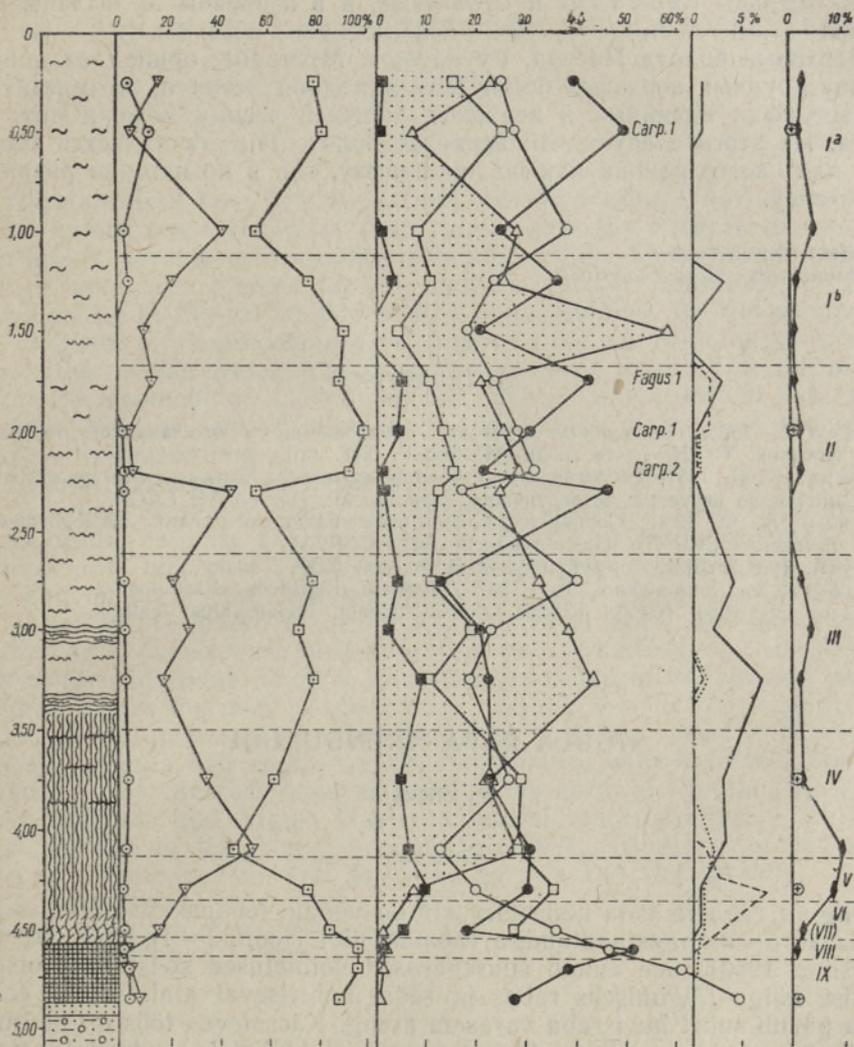


Рис. 12. Пыльцевая диаграмма верхового болота Руунасоо. Скв. 19.

Спорово-пыльцевые диаграммы верховых болот Нигула, Руунасоо и Мустраба в общих чертах близки к средним диаграммам возвышенной Эстонии (Л. Орвику, 1960). Характерным для этих диаграмм является относительно большое количество пыльцы ели и ольхи, особенно во время максимального распространения их. Определенная закономер-

ность наблюдается и в составе пыльцы травянистых растений и спор. Состав этой пыльцы в озерных песках (X фаза), по диаграммам верхового болота Нигула, следующий: *Gramineae* 20,5—41,0%, *Artemisia* 22,3—41,4%, *Cyperaceae* 13,9—25,2%, *Chenopodiaceae* 4,6—18,5%. Среди спор преобладает *Bryales*, наблюдаются единичные споры *Polypodiaceae* и *Selaginella selaginoides*.

В торфе местами отмечается повышение кривой травянистых растений. В низинном торфе это обусловлено в основном увеличением количества пыльцы *Cyperaceae* и *Gramineae*, а в верховом — пыльцы *Ericaceae*.

Верховые болота Нигула, Руунасоо и Мустраба, принадлежащие к району крупных верховых болот Юго-Западной Эстонии, по генезису и стратиграфии низинных и верховых залежей весьма похожи друг на друга. Из этого следует, что верховое болото Нигула является типичным для своего района как по ландшафту, так и по истории развития и генезису.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

ЛИТЕРАТУРА

- Кессел Х. 1963. Голоценовые береговые образования на юго-западном побережье Эстонии. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, XII.
- Орвику К. К. 1961. Геологическое строение друмлинов Эстонии. Материалы совещания по изучению четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР.
- Орвику Л. Ф. 1960. Современное состояние палинологических исследований в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, V.
- Труу А. (ред.). 1961. Торфяной фонд Эстонской ССР. Таллин.
- Lippmaa, H. Lippmaa, Th. 1937. Taimkate. Koguteos «Pärnumaa».
- Masing, V. 1960. Nigula Riiklik Looduskaitseala. Looduskaitse teatmik.

NIGULA RABA ARENGULUGU

R. PIRRUS

Resüme

Nigula raba ja teda ümbritsev ala on võetud looduskaitse alla, et säilitada kõrge arengustaadiumiga rabamassiivi (joon. 1—4) looduslik olek (Masing, 1960). See annab suurepäraseid võimalused soostumisprotsessi edasise käigu jälgimiseks rabas ja seda ümbritseval alal. Seoses eelnevaga pakub suurt huvi raba varasem areng. Käesolevas töös on püütudki selgitada raba arengulugu, toetudes palünoloogilistele andmetele (joon. 7—11). Võrdluseks on toodud naabruses asuva Ruunasoo õietolmudiagramm (joon. 12).

Nigula raba on tekkinud järvede kinnikasvamise tagajärjel. Sootekkeprotsessi seisukohalt võib vanemateks lugeda raba lääneosa (joon. 6) ja põhjasoppi. Rabaturba tekkimine algas nii soosaartest idas kui ka läänes enam-vähem samaaegselt (joon. 6). Turba tekkimine on raba tingimustes olnud kiire ja raba laienemine mineraalmaa arvel täiesti märgatav. Seejuures on rabaturba kujunemiseks olnud soodsamad tingimused raba lääneosas, kus turvas on tunduvalt paksem kui idas.

Geneesilt ja kõrg- ning madaloolasundite stratigraafialt on Nigula rabaga sarnased tema naabruses asuv Ruunasoo ja põhja poole jääv Must-raba (Кесель, 1963). See lubab arvata, et looduskaitse alla võetud Nigula raba on peale oma välisilme ka tekkeloolt ja stratigraafialt Edela-Eesti suurte rabade valdkonnale küllalt tüüpiline.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

HISTORY OF THE DEVELOPMENT OF NIGULA RAISED BOG

R. PIRRUS

Summary

Nigula raised bog (fig. 1—4) and its surroundings have been taken under nature conservation in order to preserve the natural character of this highly developed raised bog (Masing, 1960). Thus splendid opportunities have been created for the study of further processes of swamp development in the raised bog and its surroundings. In this connection, the problems of the preceding development of the bog are of great interest. The author of the present paper has endeavoured to elucidate the history of the development of the bog, on the basis of palynological data (figs. 7—11). For the sake of comparison, the pollen diagram of the neighbouring Ruunasoo bog (fig. 12) is presented.

Nigula raised bog has developed as a result of the filling up of lakes by growth. From the viewpoint of bog development, the most ancient parts of the bog are the west part (fig. 6) and the north inlet. The formation of bog peat began in both the eastern and western parts of the bog more or less simultaneously (fig. 6). The rate of the peat formation in the conditions of the bog was rather rapid, and the extension of the bog at the expense of firm land is well to be observed. Particularly favourable conditions for peat formation prevailed in the western part of the bog, where the peat is considerably thicker than in the eastern part.

As to the genesis and stratigraphy of both the raised and low bog deposits, Nigula bog bears a great resemblance with Ruunasoo bog and Mustraba bog (Кесель, 1963) situated in the north of Nigula. This allows us to conclude that Nigula bog is a typical representative of the large bogs situated in the swamp area of Southwest Estonia, and that by its external appearance as well as by its genesis and stratigraphy.

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

СОДЕРЖАНИЕ

А. В. Раукас. Литология разновозрастных морен Эстонской ССР	3
Г. Ю. Эльтерман, А. В. Раукас. Некоторые примеры сопоставления макроскопически сходных разновозрастных морен на основе их литологического изучения	23
Э. А. Пиррус, А. В. Раукас. Сравнительная литолого-минералогическая характеристика мелких фракций морен и ленточных глин Эстонской ССР	39
Э. А. Пиррус. Возможности прогноза керамических свойств ленточных глин Эстонской ССР на основе гранулометрических данных	67
Э. Э. Ряхни. Геохронология ленточных глин Северо-Восточной Эстонии	81
Р. П. Мянниль, Р. О. Пиррус. Разрезы позднеледниковых отложений у Хальяла и Выру	95
А. М. Мийдел. Распределение падений рек Северной Эстонии	107
Х. Я. Кессел. Голоценовые береговые образования на юго-западном побережье Эстонии	123
Р. П. Мянниль. Залежи озерной извести на острове Сааремаа, их малакофауна и возраст	145
Р. О. Пиррус. История развития верхового болота Нигула	163

SISUKORD

A. Raukas, Eesti NSV erivanuste moreenide litoloogia. <i>Resümee</i>	18
G. Eltermann, A. Raukas. Mõned näited makroskoopiliselt sarnaste erivanuste moreenide võrdlemisest litoloogiliste uurimismeetoditega. <i>Resümee</i> .	35
E. Pirrus, A. Raukas. Eesti NSV moreenide ja viirsavide peente fraktsioonide võrdlev litoloogiline ja mineralogiline iseloomustus. <i>Resümee</i>	62
E. Pirrus. Eesti NSV viirsavide keraamiliste omaduste prognoosivõimalustest granulomeetriliste andmete põhjal. <i>Resümee</i>	78
E. Rähni. Kirde-Eesti viirsavide geokronoloogia. <i>Resümee</i>	91
R. Männil, R. Pirrus. Hilisglatsiaalsed settid Haljala ja Võru läbilõikes. <i>Resümee</i>	105
A. Miidel. Põhja-Eesti jõgede langused. <i>Resümee</i>	119
H. Kessel. Holotseensed rannamoodustised Edela-Eesti rannikul. <i>Resümee</i>	142
R. Männil. Saaremaa järvelubjalasundid, nende malakofauna ja vanus. <i>Resümee</i>	159
R. Pirrus. Nigula raba arengulugu. <i>Resümee</i>	172

CONTENS

A. Raukas. The lithology of Soviet-Estonian moraines of a different age. <i>Summary</i>	20
G. Eltermann, A. Raukas. Some examples of comparison by lithological methods of macroscopically similar moraines of different age. <i>Summary</i> . .	36
E. Pirrus, A. Raukas. Lithological and mineralogical characteristics of the fine fractions of varved clays and moraines of Estonia. <i>Summary</i>	64
E. Pirrus. On the possibilities of prognosing the ceramic properties of Estonian varved clays on the basis of granulometric data. <i>Summary</i>	78
E. Rähni. On the geochronology of Northeast-Estonian varved clays. <i>Summary</i>	93
R. Männil, R. Pirrus. Late Glacial deposits in the profiles of Haljala and Võru. <i>Summary</i>	105
A. Miidel. On the distribution of the stream gradient in North-Estonia. <i>Summary</i>	120
H. Kessel. Holocene coastal formations on the coast of Southwest Estonia. <i>Summary</i>	143
R. Männil. The fresh-water lime deposits of Saaremaa, their malacofauna and age. <i>Summary</i>	160
R. Pirrus. History of the development of Nigula raised bog. <i>Summary</i>	173



ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ XII
МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ
ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
И ГОЛОЦЕНА ЭСТОНИИ

На русском, эстонском и английском языках
Редакционно-издательский совет
Академии наук Эстонской ССР
Таллин, ул. Кохту, 6.

Редактор РИСО А. Скворцова
Технический редактор Э. Тоомсалу
Корректор В. Семенова

Сдано в набор 21/V 1963. Подписано к печати
17/X 1963. Бумага $70 \times 108, \frac{1}{16}$. Печатных листов
11 + 7 вклеек. Учетно-издательских листов 13,81.
По формату 60×90 печатных листов 15,07. Ти-
раж 600. Заказ 4268. МВ-08060. Типография имени
Ханса Хейдеманна, г. Тарту, ул. Юликооли, 17/19. II

Цена 1 руб.

6



Руб. 1.00

TLÜ AKADEEMILINE RAAMATUKOGU



1 0200 00386339 0