

*Лейли СААРСЕ, К. УТСАЛ*

## РЕНТГЕНОСТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫХ ГЛИН ЮЖНОЙ ЭСТОНИИ

В последнее время основным методом для идентификации глинистых минералов служит рентгеноструктурный анализ. В Эстонии этот метод при изучении глин был впервые использован Н. Дилакторским и Э. Пиррусом (Пиррус, 1968), однако ориентировочность полученных ими данных не удовлетворяет требованиям практики сегодняшнего дня. Цель настоящего сообщения состоит в более детальном исследовании минералогического состава озерно-ледниковых глин рентгеновскими методами.

Изученные озерно-ледниковые отложения представлены суглинками и глинами, образовавшимися в конце валдайского оледенения. Проанализирован также материал из более древних отложений фазияльного или стадияльного характера (Каммери, Кыверьярве, Мельдре, Куренурме). Всего приведены результаты анализов 81 пробы (рис. 1).

В рельефе озерно-ледниковые глины занимают как низменные, так и возвышенные участки территории Южной Эстонии. Мощность их колеблется от нескольких десятков сантиметров (Хяйлимяги) до более десятка метров (Юузамяги). Преобладают красно-бурые разновидности. В нижних частях разреза присутствуют глины с фиолетовым оттенком (Валга, Лаэва, Тсиргулинна, Юузамяги), а в понижениях рельефа, ниже уровня грунтовых вод, — серого цвета. В отличие от слоистой текстуры большинства изученных образцов, текстура глин верхней части маломощных залежей обычно неслоистая, что объясняется образованием их в небольших и мелководных бассейнах (Ильмярве, Хузари, Андроково и др.). Рентгеновским методом изучен минералогический состав фракций менее 0,001 мм всех основных разновидностей озерно-ледниковых глин рассматриваемой территории.

Рентгеноструктурные исследования глинистых минералов проводились в кабинете минералогии Тартуского государственного университета на дифрактометре УРС-50 ИМ с применением сцинтилляционного счетчика СРС-1-0 и счетно-регистрирующего устройства ССД. Дополнительные исследования проводились на дифрактометре ДРОН-1 или порошковым методом с помощью камеры РКД-57,3 мм, специально переоборудованной для исследования глинистых минералов (Утсал, 1968б). Применялись медные, железные (УРС-50 ИМ) и кобальтовые излучения (ДРОН-1) при силе тока 6—12 мА и напряжении 16—40 кВ. Скорость поворота счетчика при серийных исследованиях составляла 2 град/мин, а при выявлении каолинита и хлорита (дифрактометрическим методом) на ДРОН-1 — 1/4 град/мин. Изучались ориентированные препараты на



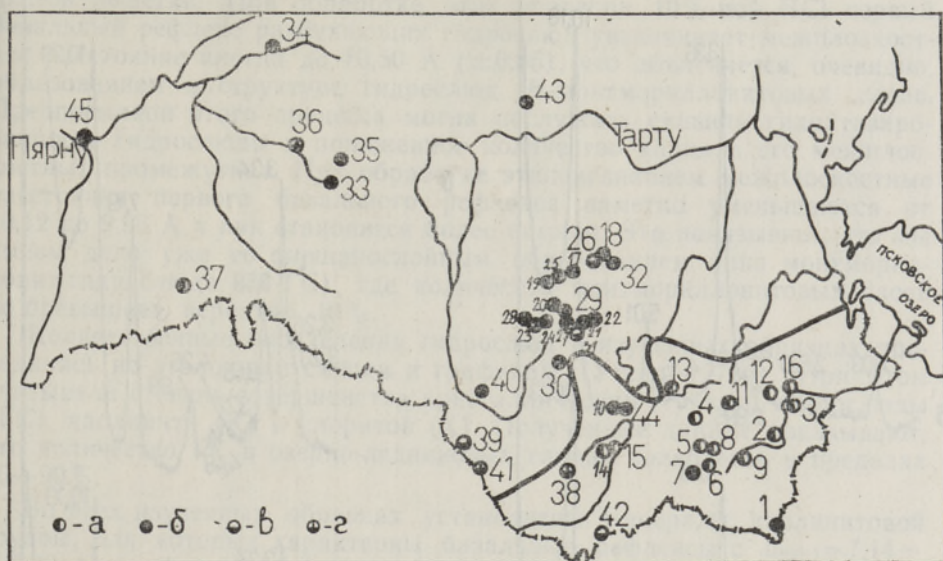


Рис. 1. Схема минералогического состава тонкодисперсных фракций озерно-ледниковых глин Южной Эстонии:

*а* — ГС+К, *б* — ГС+К+Х или ГС+К+М-ГС, *в* — ГС+К+Х+М-ГС или ГС+К+Х+М или ГС+К+М-ГС+В, *г* — ГС+К+М-ГС+Х+В.

Местонахождения: 1 — Луха; 2 — Мельдре; 3 — Андреково; 4 — Мээгомяги; 5 — Тсеамяги; 6 — Вилла; 7 — Кыргызе; 8 — Хайлимияги; 9 — Вана-Саалузе; 10 — Куренурме; 11 — Хузари; 12 — Лепассааре; 13 — Вагула; 14 — Тсоору (вблизи кирпичного завода); 15 — Тсоору; 16 — Андерсони; 17 — Ньуни; 18 — Каммери (у школы); 19 — Пайдла; 20 — Хундисоо; 21 — Савимияги; 22 — Тыйкамяги; 23 — Юузамияги, вершина; 24 — Юузамияги, склон; 25 — Кыверяре; 26 — Каммери; 27 — Ньюли; 28 — Арула; 29 — Пюхаяре; 30 — Ильмярве; 31 — Видрике; 32 — Идусте; 33 — Саммули; 34 — Коотси; 35 — Вильянди; 36 — Тохври; 37 — Карукюла; 38 — Яхиярве; 39 — Валга; 40 — Тсиргулиина; 41 — Куресоо; 42 — Вастсе-Рооза; 43 — Лазва; 44 — Куренурме (у школы); 45 — Пярну.

стекле, приготовленные по методике К. Утсала (1971а). Кроме диагностики и определения количества глинистых минералов, по ширине и форме рефлексов пытались оценить и размерность глинистых частиц.

Несмотря на сложность определения четвертичных глин рентгеновским методом, благодаря описанной методике получены вполне удовлетворительные результаты.

Собранный материал показывает, что озерно-ледниковые глины Южной Эстонии характеризуются весьма близким минералогическим составом. Так, дифрактограммы большинства проб содержат интенсивные базальные рефлексы гидрослюд с  $d_{(001)} = 9,96 - 10,20$  Å;  $d_{(002)} = 4,94 - 5,10$  Å;  $d_{(003)} = 3,32 - 3,34$  Å;  $d_{(005)} = 1,991 - 2,003$  Å (рис. 2). При этом базальный рефлекс первого порядка во многих случаях сдвинут в сторону больших межплоскостных расстояний, что указывает на значительное содержание в составе гидрослюд смешанослойных образований с частично разбухающей решеткой (Грим и др., 1955). После прокаливания образца в течение 2 ч при температуре 500°C межплоскостные расстояния этого рефлекса обычно несколько уменьшаются, а интенсивности увеличиваются, что подтверждает вывод о присутствии смешанослойных высокогидратизированных фаз в составе слюдяного компонента. Обработка препаратов этиленгликолем и 10%-ной теплой соля-

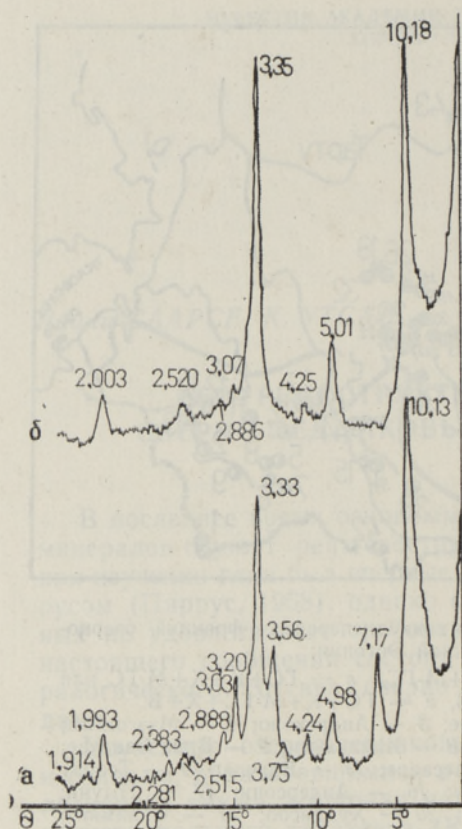


Рис. 2. Дифрактограммы гидрослюд с примесью каолинита (Лепассааре): а — природный образец; б — он же после термической обработки.

ной кислотой (HCl) не оказывает существенного влияния на характер дифрактограмм.

Гидрослюды ряда местонахождений (Каммери, Савимяги, Арула, Видрике) содержат больше разбухающего компонента, дающего базальный рефлекс в области 10,23—10,43 Å. При термической обработке это отражение сокращается до 9,93—10,16 Å. Остальные рефлексы гораздо слабее и шире, чем у чистых гидрослюд (Утсал, 1971б). Но после термической обработки все рефлексы становятся более острыми и их межплоскостные расстояния почти совпадают с расстояниями обычной слю-

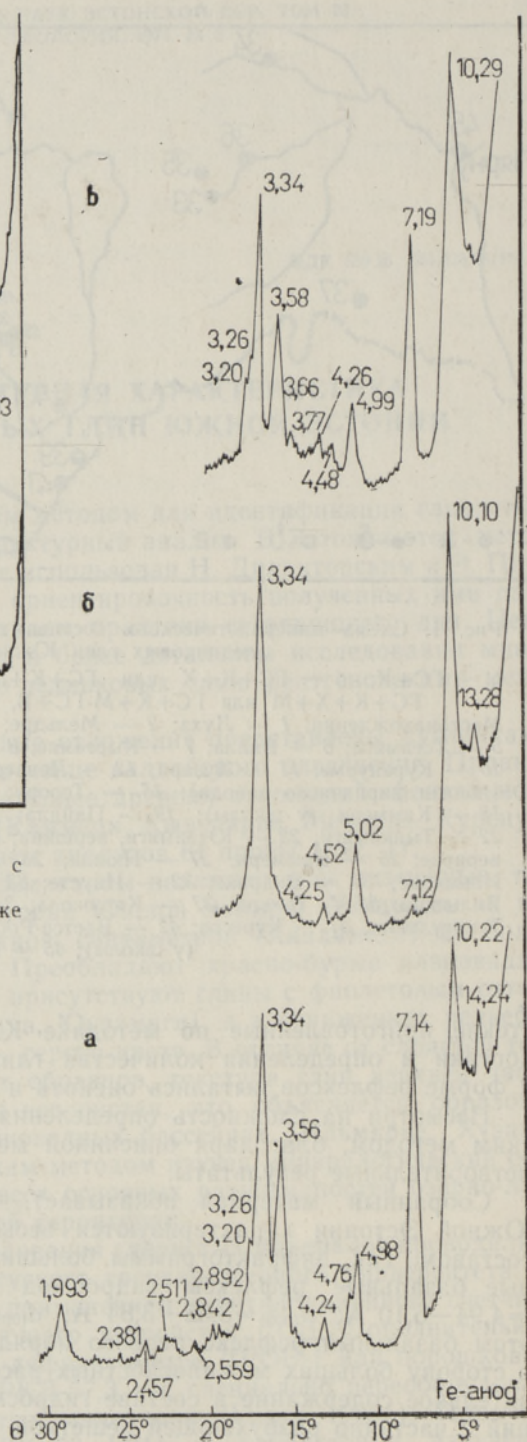


Рис. 3. Дифрактограммы гидрослюд с примесью каолинита и хлоритов (Тохври): а — природный образец; б — он же после термической обработки; в — после обработки 10%-ной HCl.



дистой решетки. При обработке этих образцов 10%-ной HCl первый базальный рефлекс разбухающих гидрослюд увеличивает межплоскостное расстояние иногда до 10,50 Å ( $\pm 0,05$ ), что объясняется, очевидно, образованием в структуре гидрослюд *H*-монтмориллонитовых слоев. Предпосылкой этого процесса могла послужить сильная гидратизированность гидрослюды и пониженное количество калия в его межплоскостных промежутках. При обработке этиленгликолем межплоскостные расстояния первого базального рефлекса заметно уменьшаются от 10,12 до 9,96 Å и пик становится более острым. Это показывает, что мы имеем дело уже со смешанослойным образованием типа монтмориллонит-гидрослюда (М-ГС), где количество монтмориллонитовых слоев не превышает, вероятно, 10%.

Количественные определения гидрослюд в изученных образцах проводились по эталонным смесям и графикам (Утсал, 1971а). При этом учитывали степень совершенства кристаллических структур гидрослюды (ГС), каолинита (К) и хлоритов (Х). Полученные данные показывают, что количество ГС в озерно-ледниковых глинах колеблется в пределах 50—90%.

Во всех изученных образцах установлены минералы каолиновой группы, для которых характерны базальные рефлексы с  $d_{(001)} = 7,14 - 7,20$  Å и с  $d_{(002)} = 3,57$  Å (рис. 2а, 3а). Рефлекс с  $d_{(003)} = 2,38$  Å вследствие малого количества каолинита в образцах выражен очень слабо или отсутствует полностью. Содержание К наиболее часто составляет 5—20%, редко 30%. Для отделения К от Х применялись термическая обработка и обработка теплой HCl. После термической обработки в течение 2 ч при 500° все характерные рефлексы для К исчезают (рис. 3б). При обработке каолинитсодержащих образцов 10%-ной теплой HCl дифракционная картина не меняется. Но если в образцах К и Х присутствуют вместе, то обработка образца 10%-ной теплой HCl вызывает ее заметное изменение вследствие растворения хлоритов. До обработки на дифрактограммах наблюдаются очень слабые рефлексы Х около 14 и 4,74 Å и умеренно сильные рефлексы К и Х около 7 и 3,5 Å (рис. 3а). После обработки образцов рефлексы 14 и 4,74 Å исчезают и интенсивности 7 и 3,5 Å уменьшаются (рис. 3в). Изменяются и межплоскостные расстояния последних пиков. Если до обработки наблюдались рефлексы 7,10 и 3,55 Å, то после нее на дифрактограмме остаются только рефлексы, характерные для К с  $d = 7,14$  и 3,57 Å.

На дифрактограммах образцов из местонахождений Валга, Вастсе-Рооза, Юузамяги, Тохври и некоторых других наблюдается относительно сильный рефлекс 14,2—14,6 Å, который исчезает после обработки образца соляной кислотой (3- и 10%-ной) и после двухчасовой термической обработки препарата при 500° (рис. 4). В то же время увеличиваются интенсивность и четкость рефлекса с  $d = 10,20$  Å после прокаливании препарата. Обработка препарата этиленгликолем вызывает смещение рефлекса около 14,4 до 15,9 Å, причем он становится более слабым и широким. На некоторых дифрактограммах (Юузамяги и Тохври) появляется рефлекс около 16,8—17,4 Å, который, по-видимому, относится к монтмориллониту (М). Можно предположить, что рефлекс с  $d$  около 15,9 Å принадлежит ряду смешанослойных образований или обусловлен присутствием некоторого количества вермикулита.

По данным Ж. Милло (1968), вермикулит (В) имеет межплоскостное расстояние около 14 Å и отличается при нагревании от Х уменьшением расстояния до 10 Å, а от М — отсутствием разбухания после насыщения магнием и глицерином. Некоторые изученные образцы содержат, вероятно, малые количества В, на что указывает изменение 14 Å рефлекса



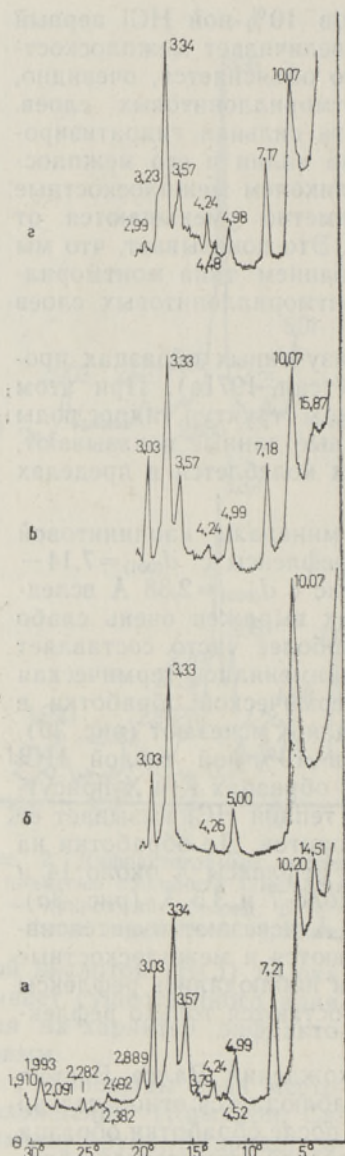


Рис. 4. Дифрактограммы гидрослюд с примесью каолинита, смешанослойного образования типа монтмориллонит-гидрослюда и вермикулит (?) (Юузамыги): *а* — природный образец; *б* — он же после термической обработки; *в* — после обработки этиленгликолем; *г* — после обработки 10%-ной HCl.

при прокаливании до 10 Å. Обработка этиленгликолем дает повышение рефлекса до 15—17 Å, что подтверждает присутствие М-ГС смешанослойных фаз. Последние затрудняют диагностику В и вместе с тем окончательное решение этого вопроса. Смешанослойные минералы типа М-ГС возникли, вероятно, за счет деградации гидрослюд, а В — за счет хлоритов.

Как показывают приведенные выше данные, в озерно-ледниковых глинах присутствует целый ряд глинистых минералов. Авторами изучено также распределение этих минералов по коллоидным фракциям.

Предварительные данные показывают, что во фракции <0,2 мк присутствует только смешанослойный М-ГС, во фракции 0,2—0,35 мк количество М-компонента в его составе несколько снижается, а дополнительно появляются следы каолинита и кальцита. Во фракции 0,35—0,5 мк количество ГС и К увеличивается. Начиная с фракции 0,5—0,75 мк на дифрактограммах появляются уже рефлексы с  $d=14,24$  Å, свойственные Х и, возможно, частично В. Заметно увеличивается здесь и количество К. Во фракции 0,75—1 мк количество К становится еще более заметным (30%). Также увеличивается интенсивность рефлекса 14,24 Å. Все же в данной фракции доминирует ГС с примесью кварца и полевого шпата. Из приведенного выше следует, что М-ГС тяготеет к более мелким фракциям.

Кроме глинистых минералов, рентгеновскими методами обнаружен целый набор других, в частности, кластических минералов, присутствующих во фракции <0,001 мм. Почти во всех изученных пробах в сравнительно небольшом количестве обнаружен кварц (не более 1—5%). В некоторых случаях зарегистрировано присутствие полевых шпатов. На одной дифрактограмме (Вилла) наблюдается характерный для гетита рефлекс 4,17 Å. Гетит мог появиться за счет разложения в самой глине железистых соединений. Карбонаты присутствуют в виде кальцита ( $d=3,035$  Å) и доломита ( $d=2,886$  Å). Судя по интенсивностям соответствующих рефлексов, содержание кальцита везде превышает содержание доломита — обычные соотношения от 2:1 до 5:1. Интересно отметить, что в более крупных фракциях доломит преобладает над кальцитом (Пиррус, Раукас, 1963 и др.). Относительное обогащение тонких фракций именно кальцитом является, очевидно, след-



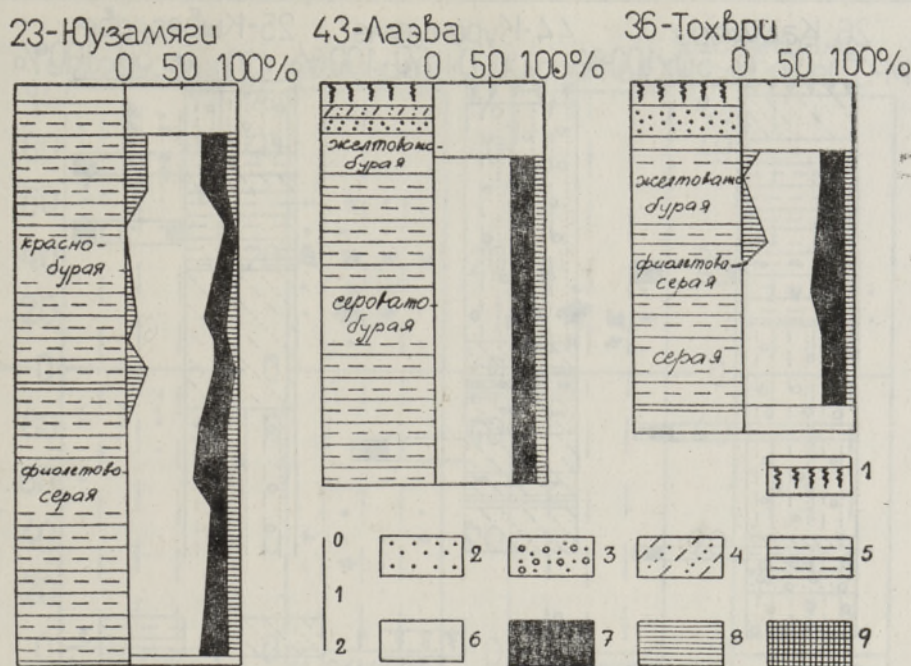


Рис. 5. Распределение глинистых минералов по разрезу в озерно-ледниковых глинах Южной Эстонии: 1 — почва, 2 — песок, 3 — гравий, 4 — алеврит, 5 — ленточные глины.

Глинистые минералы: 6 — гидрослюды, 7 — каолинит, 8 — хлориты, 9 — смешанослойные образования (монтмориллонит-гидрослюда).

ствием меньшей механической прочности его при транспортировке по сравнению с доломитом, что отмечено ранее по всем ленточным глинам республики (Пиррус, 1964).

Определенные глинистые минералы составляют двух-, трех-, четырех- и пятикомпонентные ассоциации. В двухкомпонентной (гидрослюда—каолинит) ассоциации соотношение ГС и К составляет 4,5:1 (соответственно 82 и 18%). Двухкомпонентные ассоциации характерны для глин Хааньяской возвышенности и Выру-Пиузаской низины. В более северных районах биминеральный состав глинистого компонента встречается реже (рис. 1).

Самая распространенная трехкомпонентная (гидрослюды — каолинит — хлориты) ассоциация более характерна для глин Отепяской и Сакалаской возвышенностей и низин между ними (рис. 1). Усредненный минералогический состав этой ассоциации соответственно 76, 17 и 7%. Только в двух образцах (Кыверярге, Арула) вместо хлоритов в данной ассоциации установлены смешанослойные образования типа М-ГС.

Более сложные четырех- и пятикомпонентные ассоциации встречаются реже. В их составе наблюдаются в разных комбинациях все отмеченные выше минералы при явном преобладании ГС. Общим для всех этих ассоциаций является второстепенность Х, ГС-М, М и В, суммарное содержание которых редко составляет более 20—30% от всех глинистых минералов. В многокомпонентных ассоциациях содержание ГС снижается до 52,8%, а содержание К достигает 22,8%, что указывает, вероятно, на разные источники формирования глин.

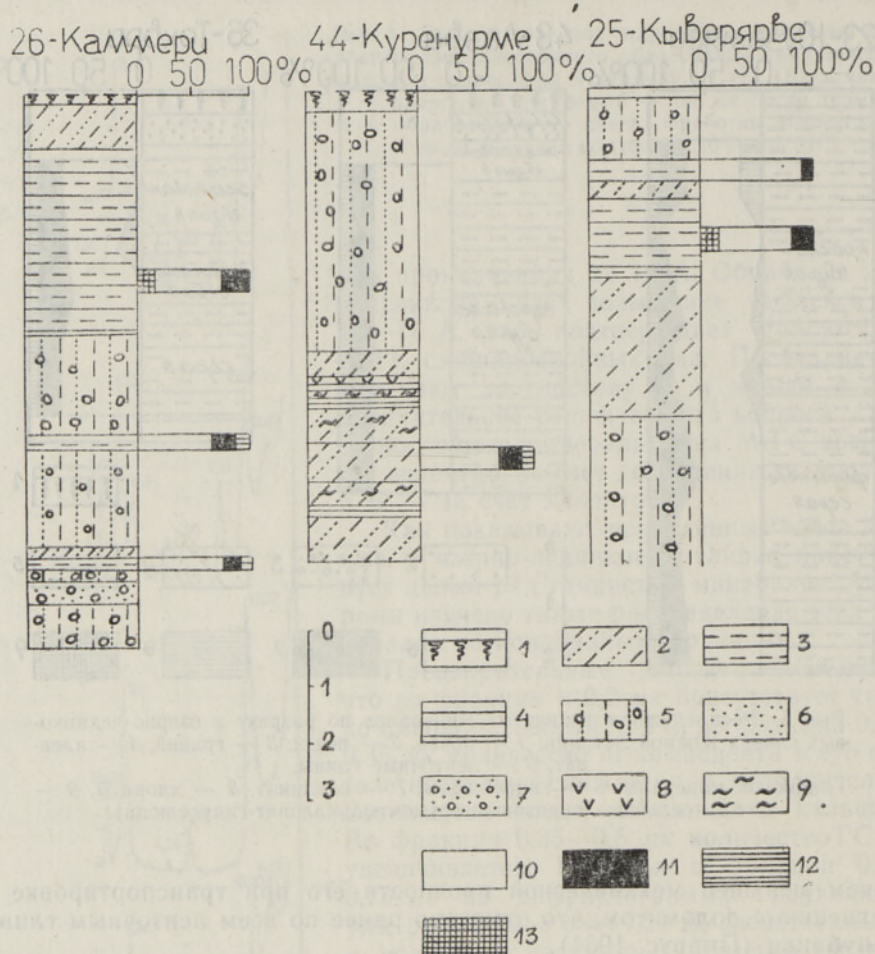


Рис. 6. Минералогический состав межморенных глинистых отложений: 1 — почва, 2 — алевроит, 3 — ленточные глины, 4 — глина, 5 — морена, 6 — песок, 7 — гравий, 8 — торф, 9 — ил.

Глинистые минералы: 10 — гидрослюды, 11 — каолинит, 12 — хлориты, 13 — смешанослойные образования.

На основе территориального распространения различных ассоциаций можно заключить, что биминеральные глины с преобладанием ГС встречаются на выходах верхнедевонских пород, которые также характеризуются высоким содержанием гидрослюды (рис. 1). Озерно-ледниковые глины на выходах среднедевонских пород с богатым набором минералов более близки по составу глинистого компонента разнородным силурийским и девонским породам. В итоге с уменьшением числа глинистых минералов содержание гидрослюды постепенно увеличивается.

Содержание глинистых минералов по вертикальному разрезу отдельных месторасположений довольно постоянно и не зависит от окраски породы (рис. 5). Основные глинистые минералы встречаются примерно в одинаковом количестве как в красно-бурых, так и в фиолетово-серых и серых разновидностях. Это показывает, что вторичные изменения не оказывают существенного влияния на минералогический состав глинистого компонента.



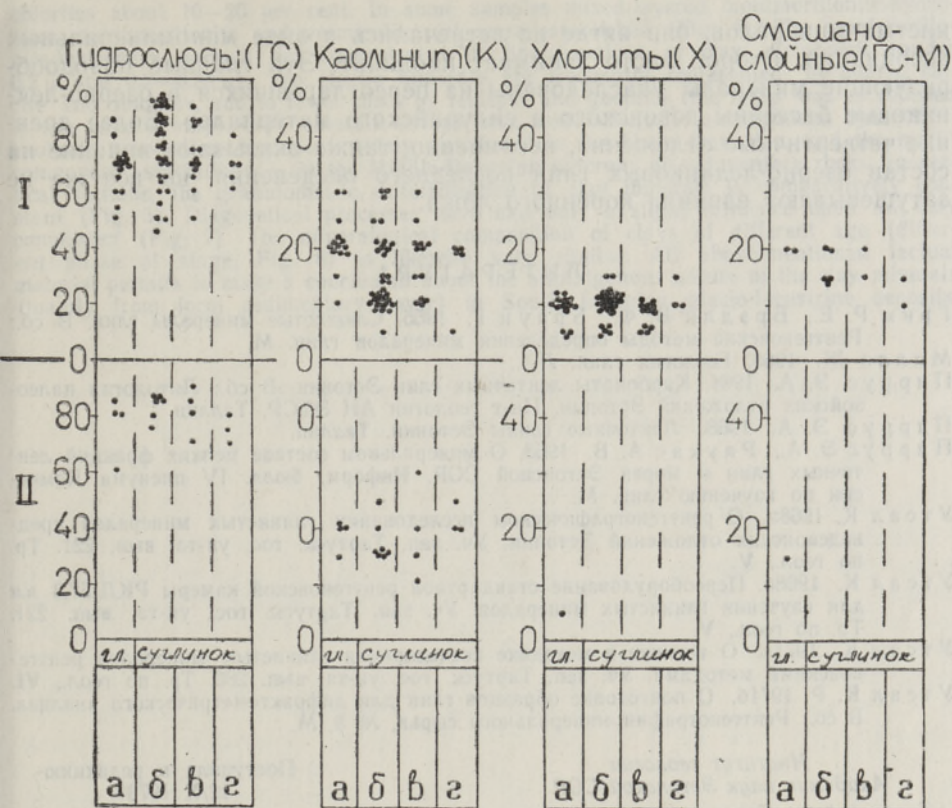


Рис. 7. Распределение содержания глинистых минералов в озерно-ледниковых отложениях различного гранулометрического типа на выходах средне- (I) и верхнедевонских (II) пород. а — глина легкая пылеватая; б — суглинок тяжелый пылеватый; в — суглинок средний пылеватый; г — суглинок легкий пылеватый.

Минералогический состав более древних валдайских (фазиальных или стадиальных) озерно-ледниковых глинистых отложений (рис. 6) не имеет существенного различия по сравнению с минералогическим составом глин поздневалдайского возраста. В них также явно преобладают ГС с постоянной примесью К. Роль X и смешанослойных образований в них незначительна.

Установленный минералогический состав озерно-ледниковых глин практически не зависит от гранулометрического типа отложений (рис. 7), что указывает на аллотигенное происхождение глинистого компонента, во всяком случае на индифферентность процессов его формирования от конкретных гидродинамических условий в бассейне седиментации.

Проведенные рентгеноструктурные исследования показывают, что минералогический состав тонкодисперсной фракции озерно-ледниковых глинистых отложений довольно сложный. Установлено наличие следующих шести глинистых минералов (по порядку их встречаемости): гидрослюда, каолинит, хлориты, смешанослойные образования типа монтмориллонит-гидрослюда, вермикулит и монтмориллонит. Они образуют биминеральные и полиминеральные ассоциации. Хотя содержание гидрослюда во всех пробах во много раз превышает содержание других гли-



нистых минералов, они нигде не встречались в виде мономинеральных ассоциаций. Второе место занимает каолинит. Эти главные породообразующие минералы унаследованы из переотлагавшихся в озерно-ледниковые бассейны девонского и силурийского материалов. Более древние четвертичные отложения, несомненно, также оказывают влияние на состав озерно-ледниковых глин последнего оледенения, но все же не затушевывают влияния коренного ложа.

## ЛИТЕРАТУРА

- Грим Р. Е., Брэдли В. Ф., Браун Г. 1955. Слюдистые минералы глин. В сб.: Рентгеновские методы определения минералов глин. М.  
 Милло Ж. 1968. Геология глин. Л.  
 Пиррус Э. А. 1964. Карбонаты ленточных глин Эстонии. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Ин-т геологии АН ЭССР. Таллин.  
 Пиррус Э. А. 1968. Ленточные глины Эстонии. Таллин.  
 Пиррус Э. А., Раукас А. В. 1963. О минеральном составе мелких фракций ленточных глин и морен Эстонской ССР. Информ. бюлл. IV пленума Комиссии по изучению глин. М.  
 Утсал К. 1968а. О рентгенографическом исследовании глинистых минералов среднедевонских отложений Эстонии. Уч. зап. Тартуск. гос. ун-та, вып. 221. Тр. по геол., V.  
 Утсал К. 1968б. Переоборудование стандартной рентгеновской камеры РКД-57,3 мм для изучения глинистых минералов. Уч. зап. Тартуск. гос. ун-та, вып. 221. Тр. по геол., V.  
 Утсал К. 1971а. О технике и методике исследования глинистых минералов рентгеновскими методами. Уч. зап. Тартуск. гос. ун-та, вып. 285. Тр. по геол., VI.  
 Утсал К. Р. 1971б. О подготовке образцов глин для дифрактометрического анализа. В сб.: Рентгенография минерального сырья, № 8, М.

Институт геологии  
 Академии наук Эстонской ССР

Тартуский государственный университет

Поступила в редакцию  
 12/X 1973

Leili SAARSE, K. UTSAL

## LÕUNA-EESTI JÄÄJÄRVELISTE SAVIDE RÖNTGENI-STRUKTUURIANALÜÜS

Lõuna-Eesti jääjärveliste savide pelliidifraktsiooni mineraalne koostis on röntgeni-struktuurianalüüside (81) põhjal võrdlemisi ühtaoline. Sauefraktsiooni põhikomponendiks on hüdrovilgud (50—90%, joon. 2), järgnevad kaoliniit (kuni 30%, joon. 3) ja kloriidid (10—20%). Lisaks neile leidub mõnedes proovides ka vähesel hulgal sega-kihist montmorilloniiti-hüdrovilku, montmorilloniiti ja vermikuliiti(?) (joon. 4). Segakihtiline montmorilloniit-hüdrovilku on sauekomponendis koondunud peenematesse fraktsioonidesse (0,2  $\mu$  ja 0,2—0,35  $\mu$ ). Klastilistest mineraalidest esinevad sageli kvarts, kaltsiit ja dolomiit, harvem päevakivid ja götiit.

Uuritud settes moodustavad savimineraalid 2—5-komponentseid assotsiatsioone (joon. 1). Kahekomponentsed hüdrovilksed-kaoliniitsed assotsiatsioonid on rohkem levinud ülemddevoni settekiivimite avamusalal, mitmekomponentsed aga keskdevoni avamusalal. Nii savimineraalide vertikaalsuunaline jaotus (joon. 5) kui ka jaotuse kivimitüüpide kaupa (joon. 7) on püsivad, mis näitab postsedimentatsioonsete protsesside vähest mõju savide mineraalsele koostisele. Ka eri vanusega (joon. 6) jääjärveliste savide mineraalne koostis on küllaltki lähedane. Kõik see tõendab aluspõhjakeivimitest pärineva savimaterjali osa jääjärveliste setete pelliidifraktsiooni moodustumisel.

Leili SAARSE, K. UTSAL

## X-RAY CHARACTERISTICS OF SOUTH ESTONIAN GLACIO-LACUSTRINE CLAYS

The mineralogical composition on the basis of 81 X-ray diffractograms from 45 localities (Fig. 1) of the fraction under 1  $\mu$  of glacio-lacustrine clays from South Estonia is very uniform. The clay fraction is mainly represented by hydromicas (50—90%, Fig. 2). The amount of kaolinite is up to 30 (Fig. 3), and



chlorites about 10—20 per cent. In some samples mixed-layered montmorillonite-hydromica, montmorillonite and vermiculite (?) were established (Fig. 4). The montmorillonite-hydromica packets are concentrated in fine fractions of clay component (under  $0.2\mu$  and  $0.2-0.35\mu$ ). The clastic minerals are frequently represented by quartz, calcite and dolomite, and in fewer cases by feldspar and goethite (the latter was established in one sample, only). Clay minerals always form associations. Two-component, hydromica-caolinite associations are most widely distributed in the Upper-Devonian, and the multi-component associations — in the Middle-Devonian outcrops of sedimentary rocks. In vertical sections, the granulometric differentiation of clay minerals is comparatively constant (Fig. 5). Diagenetical processes have had only a slight influence upon the clay component (Fig. 7). The mineralogical composition of clays of different age (different phase of stage, Fig. 6) is likewise very similar. All above-mentioned factual material permits to make a conclusion about the allothigenous nature of the clay minerals (mainly from local sedimentary cover) in South Estonian glacio-lacustrine deposits.