

ISSN 0494-7304 0082-1756

TARTU RIIKLIKU ÜLIKOOLI  
TOIMETISED

---

УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ

ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS

---

759

ЛИТОЛОГИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ  
ПОРОД ЭСТОНИИ

Труды по геологии

X



TARTU 1986

---

TARTU RIIKLIKU ÜLIKOOLI TOIMETISED  
УЧЕНЫЕ ЗАПИСКИ  
ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА  
ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS  
ALUSTATUD 1893.a. VIHİK 759 ВЫПУСК ОСНОВАНЫ В 1893.g.

**ЛИТОЛОГИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ  
ПОРОД ЭСТОНИИ**

**Труды по геологии**

**X**

ТАРТУ 1986

Редакционная коллегия: Р. Моотсе (отв. ред.), А. Рывбусокс,  
А. Лоог, А. Ораспыльд

РЕНТГЕНОВСКОЕ И ОПТИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ  
ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ  
ЭСТОНСКИХ РАНИЕПЛАТФОРМЕННЫХ КАЛИЕВЫХ ГРАНИТОВ

Ю.Э. Кирс

Распространение и ассоциация пород массивов

Рассматриваемые в статье полевые шпаты отбирались из керна четырех массивов раннеплатформенных порфировидных калиевых гранитов: Мярьямааского, Найссаарского, Неэмеского и Эредааского. Массивы располагаются среди метаморфических пород кристаллического фундамента Северной Эстонии (рис.1), где они выявлены и оконтурены посредством геофизических и буровых работ, проведенных в 1960-80-х годах работниками Управления геологии ЭССР /Пуура и др., 1983/.

Все массивы имеют сравнительно малые размеры. Диаметр их овалоподобной фигуры в плане колеблется в пределах 15-25 (до 40) км, вертикальная мощность - 3-5 (до 8) км. По набору пород (не считая жильных фаций) массивы являются либо однофазовыми (Эреда), либо слаборасчлененными. Так, по неопубликованным новым данным геологов Управления геологии ЭССР в пределах Мярьямааского массива можно выделить 3-4, Найссаарского и Неэмеского массивов по две фазы биотитовых гранитов, отличающихся главным образом по цветному индексу (в массиве Мярьямаа и по содержанию роговой обманки). Массивы пересекают обрамляющие их метаморфические комплексы свькофеннского и архейского (Мярьямааский массив) возраста. В работах В. Пуура /1975/, В. Пуура и др. /1974/ обобщены данные по их радиологическому возрасту (K-Ar, Rb-Sr, Rb-изохронный методы) и указывается, что наиболее истинными являются значения в пределах 1660-1710 млн. лет.

Геология и петрология порфировидных калиевых гранитов Эстонии исследовались детально в работе Т. Кууспалу (1975), который рассматривал их в виде представителей биотитовых типов ралакиви. В свете новых, преимущественно петрохимических данных /Великославинский и др., 1978, 1984/, включение этих пород в группу ралакиви является вопросом дискуссионным, но, по-видимому, нельзя отрицать и некой родствен-

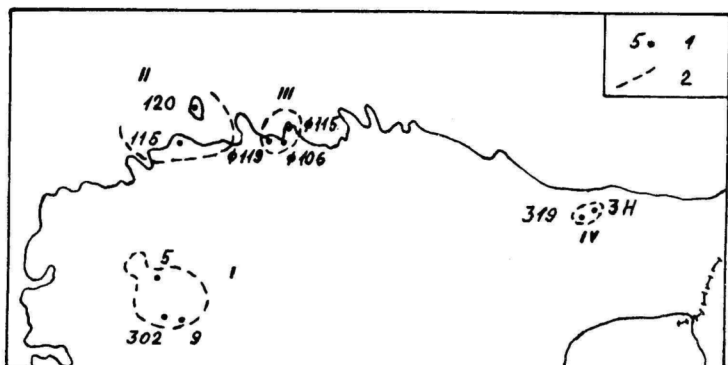


Рис. 1. Схема расположения массивов раннеплатформенных калиевых гранитов в кристаллическом фундаменте ЭССР: I - скважины, опробования, 2 - контуры массивов /по Кууспалу, 1975 и неопубликованным данным Управления геологии ЭССР/. Массивы: I - Мярьямааский, II - Найссаарский, III - Неэмеский, IV - Эредаский.

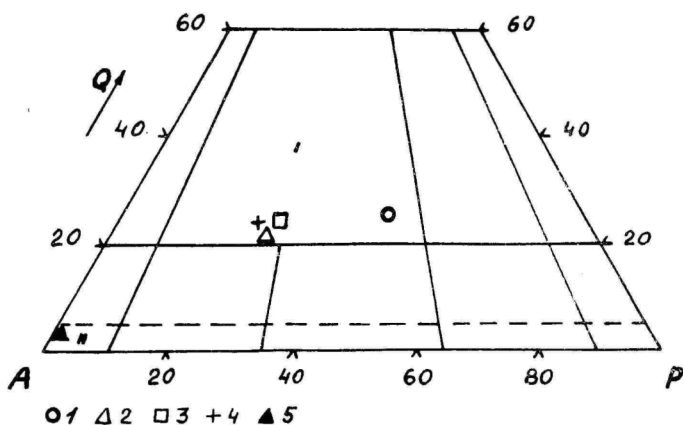


Рис. 2. Средний модалый состав порфиридных калиевых гранитов на классифицированной диаграмме для гранитоидных пород по А. Штрекайзену. Порфиридные граниты: I - мярьямааский (3 пробы), 2 - найссаарский, 3 - неэмеский, 4 - эредаский, 5 - унакитовый микро-сиенит. Поля: I - гранит, II - щелочно-полевовшпатовый сиенит.

ности их к рапакиви.

Мярьямааский массив находится в северо-западной части Эстонии, севернее пос. Мярьямаа (рис. 1). Слагающая его порода представлена розовато-серым, ясно порфиroidным биотитовым гранитом. Идиоморфные вкрапленники калишпата, составляющие 18–27 % от объема породы, имеют в среднекрупнозернистой основной массе длину от 1 до 4 см. Крайне редко проявляется структура рапакиви. Гранит сечется жилами аплита и местами гибридизирован: содержит кучно распространенные, темноцветные (к биотиту прибавляется роговая обманка), акцессорные минералы (особенно сфена и магнетита), чужеродные линзочки (шириной до 5–7 см) ксенолитов основных кристаллических пород. Модальный состав чистого мярьямааского гранита соответствует граниту (рис. 2). Опробованию на полевые шпаты подвергался керн из трех скважин: Нисси 5, Ванамыйза 9 и Ваймыйза 302.

Найссаарский массив находится на южном побережье Финского залива, северо-западнее г. Таллина в районе острова Найссаар. Порода массива представлена розовым порфиroidным биотитовым гранитом среднекрупнозернистой основной массы. Идиоморфные вкрапленники калишпата длиной 1–3 см образуют трахитоидную текстуру с углом падения трахитоидности около 45°. Более мелкозернистый вид имеет Мурастеский гранит, который, по-видимому, представляет приконтактовую разновидность массива /Кууспалу, 1975/. В скв. Найссаар 120 порфиroidный гранит сечется вдоль трахитоидности жилами унакитового (гелсинкитового по П.Эскола /Eskola, 1928/) микросиенита с ореолами гематитовой унакитизации на расстоянии 2 м от жил. Модальный состав порфиroidного гранита соответствует граниту, состав унакитового микросиенита – щелочно-полевошпатовому сиениту (рис. 2). Полевые шпаты опробовались из керна скважин Мурасте 115 и Найссаар 120.

Неэмеский массив находится на береговой линии Финского залива восточнее г. Таллина. Все скважины вскрыли биотитовые порфиroidные граниты, по внешнему виду очень похожие на мярьямааские и эредаские породы, имеющие более или менее ясную грубовертикальную трахитоидную текстуру. Идиоморфные вкрапленники калишпата длиной 1–4 см составляют 20–30 % от объема породы. Редко в основной массе гранита идет окаймление зерен калишпата тонкой плагиоклазовой оболочкой. Местами встречаются постепенными границами маломощные участки

обогащения породы кварцем, плагиоклазом, темноцветными минералами. Редко попадаются пегматоидные кварцево-полевошпатовые зоны шириной около 10–30 см, участки унакитизации, а также отдельные мелкие полуразложившиеся темноцветные ксенолиты. Неземская порода имеет гранитный модалный состав (рис. 2). Пробы полевых шпатов отбирались из керна скважин: Йьвсуу ф-106, Незме ф-115 и Каллавере ф-119.

Эредаский массив находится в северо-восточной части Эстонии южнее г. Кохтла-Ярве. Порода массива представлена порфировидным субтрахитоидным биотитовым калиевым гранитом с углом падения трахитоидности 40–70°. Длина идиоморфных фенокристаллов щелочного полевого шпата колеблется в пределах 1–3 см. Местами наблюдаются пегматоидные участки, в которых примыкают зоны, обогащенные кварцем. Своеобразной особенностью эредаского гранита является его катаклазированность и зональная голубоватая окраска бипирамидального кварца в его основной массе. Последняя обусловлена зональным распределением в кварце тонких иголок рутила (Куусалу, 1971).

Модалный состав эредаской породы также гранитный (рис. 2). Массив вскрыт двумя скважинами: Эреда 319 и Соола 311, из керна которых отбирались и полевые шпаты.

#### Плагиоклаз из порфировидных калиевых гранитов

Плагиоклаз помимо щелочного полевого шпата является другим важным породообразующим минералом, присутствующим в породах в пределах 24–30 %, а в Мярьямааском граните иногда даже больше (до 38 %).

Под микроскопом видно, что плагиоклаз образует в основной массе гранита таблитчатые идиоморфные зерна альбитовыми и карлсбадскими двойниками. Характерна зональность состава, более выраженная на контакте с калишпатом. Кроме обычного, кристаллографически выдержанного типа зональности можно иногда видеть и пятнистую зональность (выраженную, например, разной степенью серицитизации).

В более гибридизированных участках мярьямааского гранита наблюдается также не свойственная другим эстонским посткинematическим гранитам метасоматическая коррозия плагиоклаза калишпатом, в ходе которой образуются участки антипертита и мирмекита.

В унакитизированном порфировидном калиевом граните плагиоклаз преобразован в незональный ксеноморфный, содер-

жащий призмочки пистацита, альбит, который корродирует кварц, в меньшей мере калишпат. В унакитовом микросиените развитие и коррозия альбита идут еще интенсивнее.

Состав плагиоклаза измерялся автором в шлифах федоровским методом. Для построения гистограмм состава (рис. 3) использовались и данные Т. Кууспалу /1975/. Как следует из рис. 3, гистограммы для порфиroidного гранита образуют две группы: более основного и кислого состава. Номера плагиоклазов из основной группы колеблются вокруг значений  $Ап_{30-35}$ , несколько понижаясь в гранитах Найссаарского массива (рис. 3). Плагиоклаз из кислой группы наиболее часто имеет состав  $Ап_{5-10}$ .

Плагиоклаз из гибридной части Мярьямааского массива является несколько более основным ( $Ап_{30-40}$ ), плагиоклаз из аплита того же массива имеет промежуточный между кислой и основной группами состав (около  $Ап_{20-25}$ ) (рис. 3б). Плагиоклаз из унакитового микросиенита Найссаарского массива является практически чистым альбитом (рис. 3г).

Плагиоклаз группы более основного состава, по-видимому, отражает состав минерала, кристаллизовавшегося непосредственно из магмы. Наблюдаемое увеличение его основности в гибридных мярьямааских гранитах связано с прибавлением кальция в магму за счет разложения ксенолитов основных пород.

Как и следовало ожидать, плагиоклаз аплита кристаллизовался из более дифференцированной (более кремнистой и водосодержащей) магмы.

Составы плагиоклаза из кислой группы отражают, по-видимому, процессы поздней и постмагматической перекристаллизации минерала за счет межзерновых флюидов. Примером такого (уже, по всей вероятности, гидротермального) процесса является образование альбита в унакитизированных участках порфиroidного калиевого гранита и в унакитовом микросиените.

Зональность, наблюдаемая в плагиоклазах из порфиroidных калиевых гранитов, обусловлена как процессами первично-магматической кристаллизации, так и постмагматической перекристаллизации.

Первично-магматическая зональность прямая, нечетко выраженная, часто узнаваемая только по серицитизированным участкам в центральных частях кристаллов. Изменение состава плагиоклаза редко превышает 5-6 номеров. Иногда наблюдаемая пятнистая зональность в плагиоклазах, видимо, имеет корро-

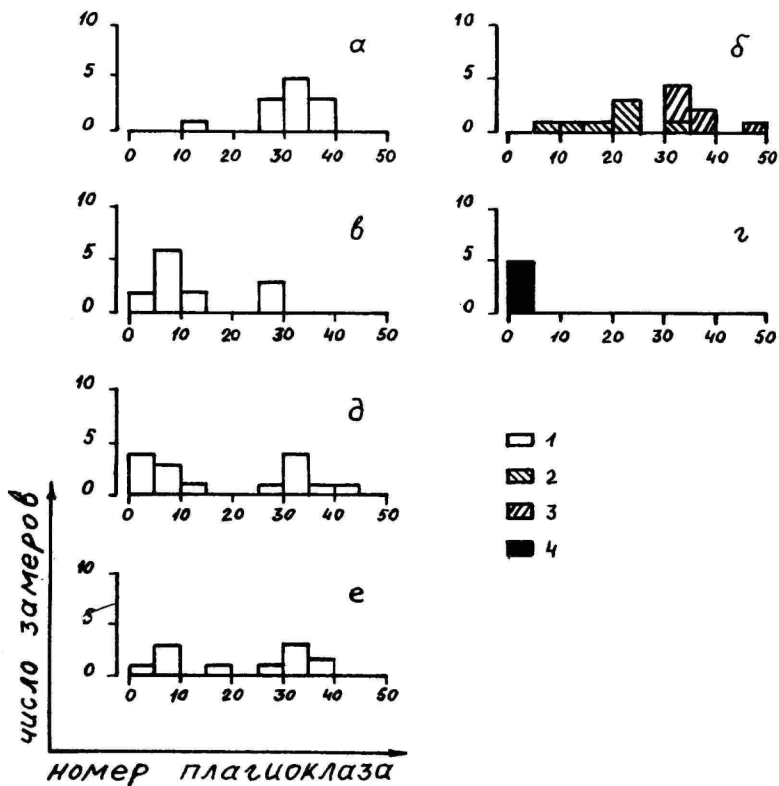


Рис. 3. Частота встречаемости плагиоклазов разного состава в породах исследуемых массивов. Массивы: а, б - Мяръямааский, в, г - Найссаарский, д - Неэмеский, е - Эредаский. Породы: 1 - порфириовидный калиевый гранит, 2 - аплит, 3 - гибридный порфириовидный калиевый гранит, 4 - унакитизированный гранит и микросиенит.

зионную природу / Vance, 1965/: кристаллизующийся из недосыщенной водой магмы плагиоклаз при перепадах гидростатического давления растворяется. При восстановлении первоначального давления в корродированных участках вследствие постепенного падения температуры кристаллизуется более кислый плагиоклаз.

На контактах плагиоклаза калишпатом при достаточно близкой ориентировке обоих минералов наблюдается отчетливое раскисление первого (до  $Al_0$ ). Внешний контур кислой каймы часто ксеноморфнее "ядра". Плагиоклаз каймы более свободен от пигментации пылеобразными включениями, в нем, как правило, продолжается двойниковая структура первичного плагиоклаза.

По микроскопическим данным разрастание таких кайм идет вследствие реакции краев плагиоклаза с межзерновым флюидом или за счет распада твердого раствора соседнего щелочного полевого шпата, когда часть натрия мигрирует к контактам с плагиоклазом. В обоих случаях процесс идет через находящиеся в межзерновом пространстве флюиды, обогащенные натрием.

Двойникование в плагиоклазе порфировидных калиевых гранитов развивалось преимущественно по альбитовому закону. Реже наблюдались карлсбадский и альбит-карлсбадские законы. Иногда под микроскопом наблюдалось осложнение карлсбадских двойников более поздними полисинтетическими двойниками, преимущественно по альбитовому закону.

Многие авторы /Gorai, 1951; Seifert, 1964; Smith, 1974, vol. 2/ указывают, что карлсбадские и альбит-карлсбадские двойники не образуются при механических деформациях, а возникают во время синнезисного роста кристаллов в жидкой среде, хотя в принципе эти законы могут иметь место и при разнобразной нуклеации в твердой среде.

Альбитовые двойники в плагиоклазах образуются как в процессе роста, так и во время более поздних механических деформаций. По Дж. В. Смиты /Smith, 1962/ Al и Si атомы в высокотемпературном плагиоклазе являются топологически идентичными. Для низкотемпературного плагиоклаза ситуация осложняется, например, в низком альбите топологически скользящее двойникование не может возникнуть /Smith, Ribbe, 1969/. Проведенные лабораторные опыты по деформации плагиоклазов /Smith, 1974, vol. 2/ также показывают, что чем меньше в

минерале степень упорядоченности, тем легче плагиоклаз под-  
вергается механическому двойникованию.

Исходя из этих представлений надо считать карлсбадские и альбит-карлсбадские двойники образовавшимися в процессе синнезисного роста плагиоклаза из жидкой магмы. Альбитовые двойники возникли как во время кристаллизации, так и при механических деформациях в сравнительно неупорядоченном плагиоклазе в условиях относительно высоких температур.

Структурное состояние плагиоклазов оценивалось как оптически, измерением  $2V$  в петрографических шлифах, так и рентгенометрически, порошковым методом, по рефлексам (131) и (131) /Кирс, Утсал, 1980/. Оба метода дали одинаковые результаты: плагиоклазы в калиевых гранитах Эстонии являются упорядоченными (рис. 4).

#### Щелочной полевой шпат из порфирированных калиевых гранитов

Щелочной полевой шпат содержит 40–50 % от объема порфирированных калиевых гранитов, выступая в виде идиоморфных вкрапленников и несколько более ксеноморфных табличек в грубозернистой основной массе пород. Количество этого минерала несколько уменьшается в мярьямааском граните (до 28 %) и его гибридных разновидностях (до 18 %).

Под микроскопом щелочной полевой шпат имеет или четкорешетчатый (мярьямааские, неэмские граниты), или частично (эредаский гранит), а также полностью нерешетчатый вид (найссаарский гранит). Минерал sdвойникован часто по карлсбадскому закону, содержит включения идиоморфного, табличатого плагиоклаза, реже биотита, вогнутого снаружи кварца, сфена и др. минералов. Щелочной полевой шпат из порфирированного гранита скв. Мурасте (в меньшей мере и из эредаского и неэмского гранитов) обнаруживает ритмическую, кристаллографически выдержанную зональность /см. Кууспалу, 1975, таб.У/, выраженную чередованием зон разной упорядоченности, жильного пертита, включений идиоморфного кварца и лейстеватого плагиоклаза. Такие зональные вкрапленники имеют часто в краевой зоне цепочку включений капельного кварца.

В унакитизированном порфирированном граните (а также в микросиените) щелочной полевой шпат окрашивается в кирпично-красный цвет за счет гематитовой пигментации, развивающейся особенно вдоль микротрещин и краев зерен. Интересно, что

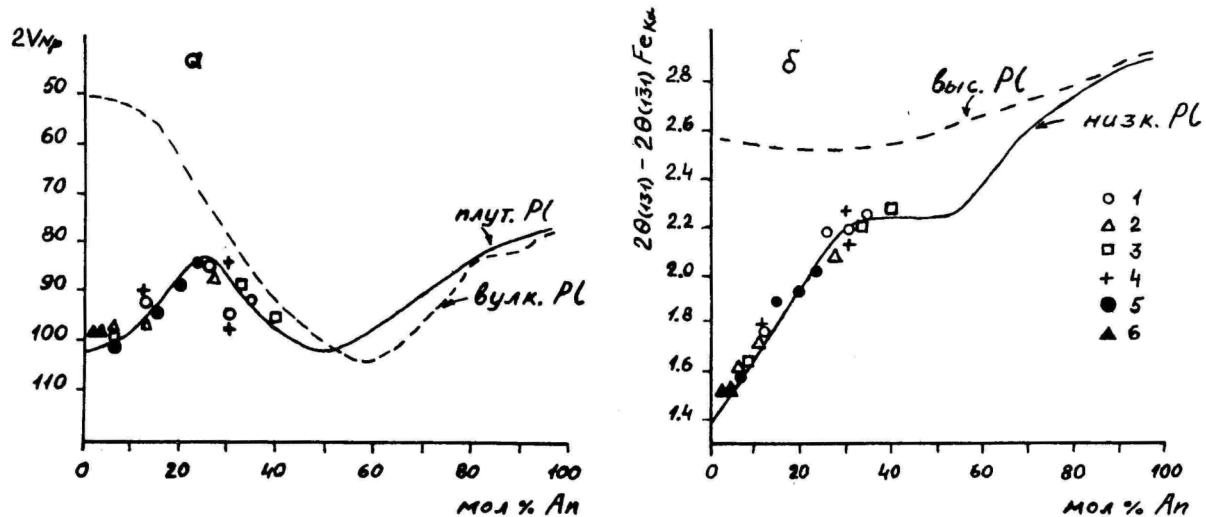


Рис. 4. Структурное состояние плагиоклазов из изучаемых пород: а - по  $2V$  по диаграмме В.Е. Трегера /1980/, б - по разделению рентгеновских рефлексов (131) - (131) на диаграмме Дж. В. Смита /Smith, 1974, vol. I/. Породы: 1 - порфиридный гранит Мьярлямааского массива, 2 - та же Найссаарского массива, 3 - та же Неемеского массива, 4 - та же Эредаского массива, 5 - аплит мьярлямааского массива, 6 - унактивированный гранит и микросенит Найссаарского массива.

этот процесс не сопровождается развитием решетчатого микроклинового двойникования.

Содержание альбитового компонента в микропертитовом щелочном полевоом шпате калиевых гранитов определялось автором рентгенометрически порошковым методом исходя из отношения интенсивностей рентгеновских рефлексов (201) калиевой и натриевой фаз /Kuehlmer, 1959, 1960, Кирс, Утсал, 1980/. Исследовались центральные и краевые части выкристалликов, а также зерна из основной массы пород.

Содержание альбитового компонента в исследованных 63 пробах колеблется в пределах 20-35 вес.%, однако, систематической разницы между группами калишпатов, отобранных из разных мест, не наблюдалось. Это может соответствовать действительной картине распределения натрия в щелочных полевых шпатах, но, учитывая возможную погрешность метода - до  $\pm 10$  вес.% - в зависимости от влияния эффекта ориентации кристалликов в порошковом препарате, нельзя исключить и того, что существующие тонкие вариации остались не обнаруженными.

По величине угла отражения (2 $\theta$ ) рентгеновского рефлекса (201) можно оценить содержание натрия в гомогенном щелочном полевоом шпате в виде альбитового компонента /Bowen and Tuttle, 1950/. Автор оценил таким образом состав калиевой фазы микропертита исходя из данных, приведенных в работе Т.Л. Райта /Wright, 1968/. Как показали Т.Л. Райт и Д.Б. Стюарт /Stewart and Wright, 1974/, при существовании заметных напряжений в пертитах определение состава пертитовых фаз по углу отражения рентгеновского рефлекса (201) может привести к неверным результатам. Разница между измеренными и полученными графически, по методу трех пиков, углами отражения рефлексов (201) более чем в  $0,16^\circ$  для железного излучения, служит признаком напряженного состояния пертита.

Состояние микропертита во всех исследованных гранитах, за исключением унакитизированных разновидностей, оказалось напряженным. Учитывая это, надо осторожно относиться к результатам определения натрия из калиевой части таких пертитов; отметим лишь, что во всех исследованных 63 пробах значения углов отражения рентгеновского рефлекса (201) калиевой фазы микропертита колебались в интервале от  $26,42^\circ$  до  $26,80^\circ$ . По графику Т.Л. Райта /Wright, 1968/ таким значе-

ниям соответствуют содержания альбитового компонента менее 10 вес. %.

Структурное состояние калиевой фазы микропертита оценивалось автором как и в калишпатах рапакиви /Кирс, 1981/, при помощи рентгеновской триклинности  $\Delta_r$ , исходя из пары рефлексов (131)-(131) и параметра упорядоченности  $\Delta$  (204; 060), найденного методом "трех пиков" /Wright, 1968, Stewart and Wright, 1974/. Так как в большинстве случаев К-фаза микропертита представлена смесью разноупорядоченных участков, значения триклинности выражены в виде следующих эмпирически выявленных групп.

Таблица I

Группы триклинности калиевой фазы микропертита

Группа	Соотношения разноупорядоченных фаз по рефлексам 131 и 131
I	Практически присутствует только высокий ( $\Delta_r = 0; 0,8 > \Delta(204; 060) \geq 0,7$ или промежуточный ортоклаз ( $\Delta_r = 0; 0,9 > \Delta(204; 060) \geq 0,8$ ) <sup>*</sup>
II	Промежуточный ортоклаз преобладает над высоким микроклином ( $0,35 > \Delta_r > 0$ )
III	Примерно в равных количествах присутствуют промежуточный ортоклаз и различные фазы промежуточного микроклина ( $0,95 > \Delta_r \geq 0,35$ )
IV	Фазы промежуточного микроклина преобладают над промежуточным ортоклазом
V	Практически присутствует только промежуточный микроклин с триклинностью 0,75-0,85
VI	Практически присутствует только максимальный микроклин ( $I \geq \Delta_r > 0,95$ )

Значения  $\Delta(204; 060)$  и  $\Delta_r$ , полученные при рентгеновском анализе К-фазы микропертита из вкрапленников и основной массы эстонских калиевых гранитов, наносились на диаграмму Стюарта-Райта /Stewart and Wright, 1974/ (рис. 5). Из рис. 5 видно, что, за исключением нескольких проб из Найс-

<sup>\*</sup> Принятая автором номенклатура калишпатов /Великославинский и др., 1978/ основывается на схемах Д.В.Стюарта и Т.Л. Райта /Stewart and Wright, 1974/ и Э.Э. Сендерова и Г.М. Яськина /1976/.

саарского массива, эстонские раннеплатформенные граниты содержат в равной мере триклинно упорядоченный щелочной полевой шпат. В подавляющих случаях триклинность минерала характеризуется пятой группой, т.е. в нем преобладают фазы промежуточного микроклина с  $\Delta p$  от 0,75 до 0,85. Очень редко калишпат имеет триклинность ниже третьей группы, следовательно, в нем всегда присутствуют по меньшей мере фазы промежуточного микроклина ( $\Delta p \geq 0,35$ ).

Наименее упорядоченным является калишпат из чистого порфиroidного найссаарского гранита. Характерно, что именно здесь более отчетливо проявляется и зональность щелочного полевого шпата, свидетельствующая об относительно быстрой, в условиях меняющегося водяного давления кристаллизации.

Щелочной полевой шпат из унакитового микросиенита является почти максимально триклинно упорядоченным (рис. 5), что поддерживает представление о его кристаллизации в более низкотемпературных, богатых водяным флюидом условиях.

Наиболее упорядоченным — до максимального микроклина — является калишпат из эредаского гранита. Это единственный массив, в котором проявляются заметные тектонические деформации. Известно, однако, что под влиянием стресса полевые шпаты утрачивают свое первоначальное структурное состояние и перекристаллизуются на максимальный микроклин или близкий к нему тип.

В порфиroidных гранитах калишпат вкрапленников является статистически менее упорядоченным по сравнению с его зернами из основной массы, хотя значения перекрываются. Структурное состояние калиевой фазы вкрапленников (иногда и у зерен основной массы) колеблется во всех массивах в довольно широких пределах (рис. 5) — значения триклинности варьируются в пределах 3-4 групп, как и в порфиroidных типах рапакиви /Кирс, 1981/. Заметного различия в упорядоченности центра и краев вкрапленников по дифрактометрическим данным не существует. Однако иногда в центральных частях микропертитовых вкрапленников мурастеского гранита видна под микроскопом микроклиноватая решетка, которая исчезает в сторону краев.

Переход упорядоченности от моноклинного типа к триклинному в эстонских раннеплатформенных гранитах, подобно рапакиви Выборгского и Коростеньского плутонов /Кирс,

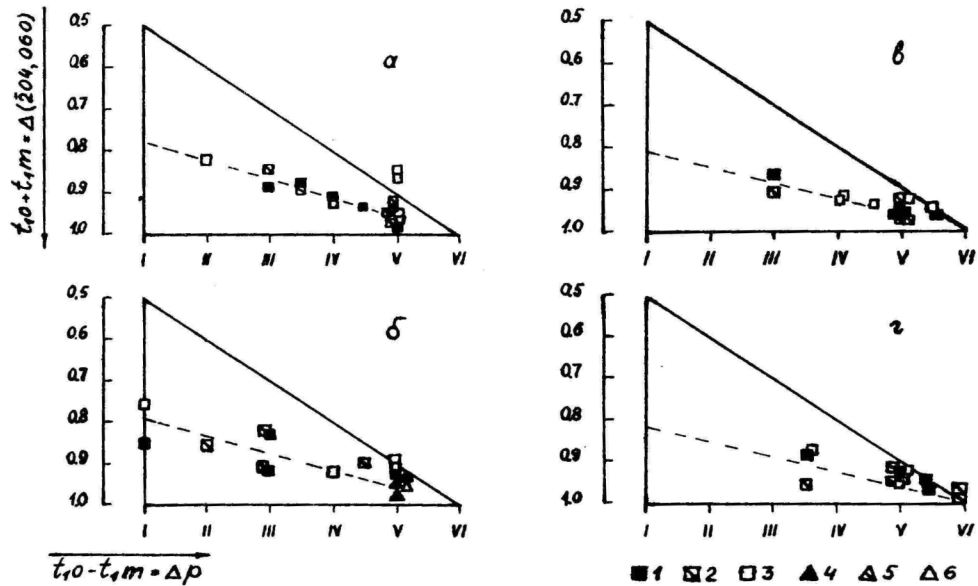


Рис. 5. Структурное состояние каличевой фазы микропертита из изучаемых пород. Массивы: а - Мярьямааский, б - Найссаарский, в - Неэмеский, г - Эредаский. Каличевая фаза: I - из центральной части микропертитового вкрапленника из порфиرويдного гранита, 2 - из краевой части вкрапленника, 3 - из микропертитового зерна основной массы порфиرويдного гранита; 4, 5 и 6 - та же унакитового микрокситита

1981/, происходит около величины  $(t, o + t, m) = 0.8$ . До сих пор нет однозначных сведений о факторах, влияющих на этот переход. Среди других кинетических причин важна величина водяного давления /Stewart and Wright, 1974/, повышение которой во время и после кристаллизации щелочного полевого шпата, по-видимому, уменьшает значение  $(t, o + t, m)$  точки перехода.

Из многочисленных работ /Parsons, 1978, Кирс, 1981 и др./ известно, что степень упорядоченности калишпатов в магматических породах определяется как режимом остывания, так и условиями кристаллизации (водяное давление, скорость кристаллизации, состав среды и др.). По-видимому, при достаточном давлении воды щелочной полевой шпат кристаллизуется в виде равновесной с окружающей средой фазы и начинает сразу распадаться при субсолидусных условиях, вдоль или близ когерентного солдуса низкий альбит-максимальный микроклин. При относительно низком давлении воды происходит его неравновесная кристаллизация из расплава. Такое неравновесное состояние структуры сохраняется на более широком интервале субсолидусного остывания, пока щелочной полевой шпат не начнет распадаться, вдоль или близ когерентного солдуса типа высокий альбит-высокий санидин.

Повышение скорости остывания пород и удаление флюидов существенно тормозят процессы упорядочения - вплоть до образования закаленных состояний в структуре щелочного полевого шпата, особенно калиевого.

#### В ы в о д ы

Несколько менее упорядоченное структурное состояние щелочного полевого шпата во вкрапленниках по сравнению с зернами основной массы в эстонских раннеплатформенных гранитах свидетельствует о кристаллизации первых преимущественно в обстановке с несколько более высокотемпературным и низким водяным давлением по сравнению с этапом кристаллизации зерен основной массы. Зональность, упорядоченная в калишпатах, особенно хорошо выраженная в мурастеском приконтактовом граните, свидетельствует о ритмичном изменении водяного давления во время кристаллизации полевого шпата.

Отсутствие мирмецитов и явных признаков миграции натрия вне микропертитовых зерен, напряженное (когерентное) состояние пертита, явления сохранения в полевых шпатах первичнокристаллизационной зональности, промежуточные стадии

упорядоченности калиевой фазы, простые, (гип)-идiomорфные очертания полевошпатовых зерен – все это свидетельствует о неинтенсивной общей постмагматической перекристаллизации этих пород.

Унакитизация и катаклиз порфировидных гранитов являлись постмагматическими (гидротермальными?) процессами, в ходе которых произошла более заметная перекристаллизация полевых шпатов, альбитизация, мирмекитизация плагиоклаза, распад щелочного полевого шпата до стадии пятнистого пертита и упорядочение его калиевой фазы до максимального микроклина.

Одинаковый спектр структурного состояния, двойникова-ния и зональности полевых шпатов из всех раннеплатформенных эстонских гранитов свидетельствует о кристаллизации их в сходных условиях из расплава одинакового типа.

#### Литература

- Великославинский Д.А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация. – Л., 1978. – 293 с.
- Великославинский Д.А. и др. Вариационный анализ эволюции магматических систем. – Л., 1984. – 279 с.
- Кирс Ю.Э. Структурное состояние щелочного полевого шпата из гранитов рапакиви Выборгского, Салминского и Коростеньского плутонов//Уч. зап./Тарт. ун-т. – 1981. – Вып. 561: Труды по геологии. – Т. IX. – С. 3–29.
- Кирс Ю.Э., Утсал К.Р. Методика массового рентгеновского исследования полевых шпатов методом порошка//Уч. зап./Тарт. ун-т. – 1980. – Вып. 527: Труды по геологии. – Т. VIII. – С. 100–115.
- Сендеров Э.Э., Яськин Г.М. О стабильности моноклинных калиевых полевых шпатов//Геохимия. – 1976. – № 7. – С. 1038–1054.
- Кууспалу Т.И. Зональный кварц из гранитов рапакиви Эстонии//Изв. АН ЭССР. Химия, геология. – 1971. – Т. 20, № 1. – С. 43–47.
- Кууспалу Т.И. Граниты рапакиви кристаллического фундамента Эстонии//Уч. зап./Тарт. ун-т. – 1975. – Вып. 359: Труды по геологии. – Т. VII. – С. 76–141.
- Пуура В.А. К-Аг изотопный возраст пород кристаллического фундамента Северной Прибалтики//Изв. АН ЭССР. Химия, геология. – 1974. – Т. 23, № 1. – С. 40–49.

- Пуура В.А. и др. Возраст порфириовидных гранитов рапакиви Северной Эстонии по данным стронциевого и свинцового методов//Изв. АН ЭССР. Химия, геология. - 1974. - Т. 23, № 2. - С. 169-171.
- Пуура В.А. и др. Кристаллический фундамент Эстонии. - М., 1983. - 208 с.
- Трегер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. - М., 1980. - 208 с.
- Bowen N.L. and Tuttle C.F. The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{H}_2\text{O}$ //J. Geol. - 1950. - Vol. 58, N 5. - P. 489-511.
- Gorai M. Petrological studies of plagioclase twins// Amer. Miner. - 1951. - Vol. 36. - P. 884-901.
- Eskola P. On rapakivi rocks from the bottom of the Gulf of Bothnia//Fennia 50. - 1928. - N 27. - 29 p.
- Kuellermer F.I. X-ray intensity measurements on perthitic materials. I: Theoretical considerations//J. Geol. - 1959. - Vol. 67, N 6. - P. 648-660.
- Kuellermer F.I. X-ray intensity measurements on perthitic materials. II: Data from natural alkali feldspars // J. Geol. - 1960. - Vol. 68, N 3. - P. 307-323.
- Parsons I. Feldspars and fluids in cooling plutons//Min. Mag. - 1978. - Vol. 42, N 321. - P. 1-17.
- Seifert K.E. The genesis of plagioclase twinning in the Nonewang granite//Amer. Miner. - 1964. - Vol. 49. - P. 297-320.
- Smith J.V. Genetic aspects of twinning in feldspars// Norsk. Geol. Tidssk. - 1962. - Vol. 42, N 2. - P. 244-263.
- Smith J.V. Feldspar Minerals. - 1974. - Vol. 1. - 627 p.; Vol. 2. - 690 p.
- Smith J.V., Ribbe P.A. Atomic movements in plagioclase feldspare: kinetic interpretation // Contribs. Miner. Petrol. - 1969. - Vol. 21. - P. 157-202.
- Stewart D.B., Wright T.L. Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars and the relationship of strained parameters to bulk composition//Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. - 1974. - Vol. 97. - P. 356-377.
- Vance J.A. Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning // J. Geol. - 1965. - Vol. 73. - P. 636-651.

Wright T.L., X-ray and optical study of alkali feldspar. II:

An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2 $\theta$  values for three reflections//Amer. Miner. - 1968. - Vol. 53, N 1-2. - P. 88-104.

X-RAY AND OPTICAL INVESTIGATION OF FELDSPARS FROM  
ESTONIAN EARLY PLATFORM POTASSIUM GRANITES

J. Kirs

S u m m a r y

The structural state, composition, zoning and twinning in plagioclase and potassium feldspars (phenocrysts and ground mass grains) of four early platform granitic massifs from Estonian precambrian basement were investigated. The prevailing twins by albite and carlsbad laws have a primary magmatic origin. Weak crystallographic zoning in plagioclase has the same origin. During cooling all plagioclase obtained a low temperature ordered state.

Microperthitic alkali feldspars contain 20 - 35 weight % of albitic component. Potassium phase of microperthite ordered monoclinically to state  $(t_1,0 + t_1,m) \approx 08$  and then more or less followed to triclinic ordering scheme (fig. 5). As a rule monoclinic and several triclinic phases are existing simultaneously in a probe. Potassium feldspar phenocrysts have a very slightly higher thermal state than the ground mass grains. The investigated potassium feldspars are very close to those from biotitic rapakivi being only slightly more ordered.

Postmagmatic recrystallization processes are weakly evolved in those granites - the most prominent feature is a crystallization of unakitic type microsyenites with strainless maximum microcline in Naissaare massif. Weak cataclastic movements in Ereda massif caused the potassium feldspar to be here the most ordered, maximum microcline, state.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ТРЕМАДОКА ЭСТОНИИ

А.Р. Лоог, В.Х. Петерсель

Трансгрессирующее тремадокское море на северо-западе Русской плиты являлось мелководным эпиконтинентальным бассейном, где отлагались пески и глинистые илы. На характер осадконакопления и особенно на литификацию влияло массовое развитие организмов в водах тремадокского палеобассейна. В прибрежной песчаной фации в условиях хорошей аэрации воды обитали беззамковые брахиоподы, фосфатные створки которых и их скопления местами образовали затем биогенные фосфориты. В более удаленных от берега частях бассейна накапливались глинистые илы. В этой фации условия для жизни беззамковых брахиопод были неблагоприятными. В илах была захоронена большая масса планктонных организмов и пелагических граптолитов. В процессе диагенеза образовался своеобразный биолит-графтолитовый аргиллит. Эта порода является низкокачественным горючим сланцем.

Геологическая информация для фациальных реконструкций в деталях противоречива. Но в песчано-алевритовой и глинистой фации встречаются довольно хорошие минеральные индикаторы (глауконит, тонкодиспергированный кварц и калиевые полевые шпаты). Мы попытались выявить дополнительные геохимические показатели образования этих отложений (фациальных обстановок). Для этого нами подробно геохимически охарактеризованы основные типы пород /Петерсель и др., 1981/. Выяснено распределение малых элементов по разрезу и по площади, так как в комплекс наиболее важных критериев индикации условий осадконакопления для биолитов входят количественные данные о фоновом содержании химических элементов /Лукашев, 1972/. На основе изменения содержания элементов и парной корреляции выявлены концентраторы малых элементов, положительные связи между минеральными и другими компонентами (органическое вещество). Путем построения ряда подвижности выявилась такая последовательность, где элементы, стоявшие

рядом, имеют друг с другом максимальную положительную корреляцию /Петерсель и др., 1981, 1986/.

Мы попытались установить роль терригенного материала в составе биолитов (фосфоритов и граптолитовых аргиллитов) и связанные с ними элементы, имеющие индикационное значение /Янов, 1980/.

Отложения песчано-алевритовой толщи сложены в основном кварцем (до 90 % и более) и полевым шпатом (калиевые полевые шпаты и плагиоклазы) – до 10 %. Повсеместно в них наблюдаются фосфатные створки или их обломки. В легкой фракции встречаются еще глауконит (до 1 %) – характерный индикатор нормально морского литогенеза – и единичные листочки слюд. Весовое содержание тяжелой фракции составляет до 1 %. Из прозрачных аллотигенных минералов встречаются циркон, турмалин, монацит и др. Содержание минералов железа и титана в тяжелой фракции местами довольно высокое. Редко встречаются галенит и сфалерит.

В песчаниках и алевролитах в повышенных по сравнению с кларком содержаниях встречаются P и F, а также Y, Ln, Sr, Mo, Re, Sb, As, Se, Ag и др. Первые из них – Y, Ln и Sr, а также F – выходят изоморфно в кристаллическую решетку фосфатного минерала створок беззамковых брахиопод. Положительная корреляционная связь Mo, As, Ag и др. элементов в песчаниках с Fe позволяет предположить их связи с пиритом или окисленными его разновидностями /Петерсель и др., 1986/.

Аргиллиты характеризуются постоянным минеральным составом. Они содержат кристаллическое минеральное составляющее (65–70 %), проницающее глинистые минералы, органическое вещество (10–20 %) и рентгеноморфный материал (Al + Si + K) до 20 %. Среди кристаллического материала преобладают кварц (15 %), слюды (35 %), гидрослюды, разбухающая гидрослюда, монтмориллонит-гидрослюда, мусковит, хлорит (30 % от всей массы породы) и калиевые полевые шпаты (25–30 %). В алевролитовых прослоях везде неравномерно распределяются пирит, нередко сфалерит, галенит, а также обломки створок беззамковых брахиопод, карбонатные минералы, циркон, турмалин и др. По сравнению со средним содержанием в глинах аргиллиты характеризуются повышенным содержанием K и S, пониженным содержанием Na и Ca. В них известно более 15 малых элементов, содержание которых превышает кларк в 1,5–100 и более раз. Среди них Mo, V, Re и некоторые другие элементы образуют с органикой положительную корреляцию. Zn,

Cu, Pb, Ni, As, Bi, Tl и Ag концентрируются в пирите, их содержание в нем в 2,5-5 и более раз выше, чем во вмещающих сланцах.

Содержание в сланцах Pb, Th и Sr на больших площадях - близкое к кларку и выдержанное. Характер распределения этих элементов, а также органики и породообразующих минералов свидетельствует о выдержанных условиях привноса, дифференциации и осаждения в бассейне. На этом фоне неравномерное накопление Zn, Mo, V, Re, Cu, Pb и др. элементов трудно объяснить только биогенными факторами.

В сланцевых глинах цератописигиевого горизонта пелитовый материал составляет 70-77%. В глинах встречаются невыдержанные прослои и гнезда более крупнозернистого песчаного и алевроитового материала, который представлен в основном глауконитовыми и кварцевыми зернами, кристалликами и конкрециями пирита. В минеральном составе глин преобладают гидрослюды (85-95%), в небольшом количестве присутствует хлорит. В легкой фракции частиц крупноалевритовой размерности встречаются кварц (35-65%), глауконит (20-45%), полевые шпаты (6-20%) и листочки слюд. Содержание минералов тяжелой фракции обычно малое - несколько десятых долей процента. Сланцеватые глины характеризуются повышенным содержанием K, а также Mo, V, Re и некоторых других элементов.

Большой интерес вызывает количественное распределение калия. Если принять за основу минеральный состав аргиллитов, то по подсчетам содержание K в аргиллитах не должно превышать 4-5%. В действительности его содержание доходит до 6-8%. Наиболее вероятно, что рентгеноаморфное вещество представлено также богатым калиевым материалом.

Обычно в зоне гипергенеза выносимый в растворенном виде из областей питания калий не попадает в бассейн осадконакопления, а захватывается минеральными (глинистые частицы) и органическими коллоидами. В бассейне должен образоваться дефицит калия. В тремадокском палеобассейне в фации глинистых илов появился, наоборот, большой избыток калия по сравнению со средним составом глин на Русской платформе.

Повышенное и равномерное содержание калия, выдержанность соотношения  $SiO_2/Al_2O_3$ , а также близкларковых содержаний Pb, Th и Sr на большой площади, с одной стороны, и наличие повышенных концентраций Mo, V, Re, U и др. элементов и контрастных локальных аномалий Zn, Pb, Cu, Ag и др. элементов, с другой стороны, указывают на разные условия осадконакопления.

В качестве индикаторов осадконакопления несомненный интерес представляют характер и закономерности распределения в граптолитовых аргиллитах элементных пар Ca-Sr; K-Rb и Rb-Sr, а также U-Th; Mo-Rb и V-Rb. По миграционным способностям в водной среде эти элементы отличаются. Они отличаются также по условиям осаждения /Перельман, 1972/. По мере движения с запада на восток пары элементов с близкими миграционными свойствами Ca-Sr и K-Rb ведут себя идентично. Их отношения выдержаны или незначительно уменьшаются до района Средней Эстонии и дальше на северо-восток. В аргиллитах цераптопигиевого горизонта эти отношения увеличиваются. Отношение элементов с отличающимися миграционными свойствами Rb, Sr более однозначно подчеркивает эту тенденцию. По мере приближения к береговым частям бассейна их отношения постепенно увеличиваются. Таким образом, анализ поведения элементных пар Ca-Sr, K-Rb и Rb-Sr позволяет говорить о близких, сходных условиях накопления граптолитовых илов. Этому выводу противоречит анализ содержания и закономерностей распределения элементных пар Mo-Rb, U-Th и V-Rb. Отношения этих элементных пар ведут себя идентично. По вышеупомянутому профилю, с запада, до Средней Эстонии они почти в 2-3 раза увеличиваются, но дальше на северо-восток заметно (до 4 раз) уменьшаются. Согласно А. Перельману /1972/ U, Mo и V осаждаются на сероводородных барьерах. По-видимому, донные горизонты воды палеобассейна характеризовались высоким содержанием сероводорода и действовали в качестве геохимических барьеров, вызывая очень резкие градиенты изменения осаждения элементных пар U-Th, Mo-Rb и V-Rb. В пользу сероводородной среды в придонных слоях воды палеобассейна говорит, бесспорно, и высокое содержание серы в граптолитовых аргиллитах.

Ранее было уже сказано, что в граптолитовых аргиллитах установлены контрастные аномалии Zn, Pb, а также Ag, Cu и др. элементов. Из-за очень редкой сети буровых скважин морфология и распространенность этих аномалий однозначно не установлены. По имеющимся данным они в большей части тяготеют к субширотной полосе предполагаемой центральной части палеобассейна. По разрезу они приурочены к отдельным более алевритистым прослоям мощностью до 2-5 см, редко больше, с которыми связаны также маломощные (до 3 мм) галенит-сфалеритовые прослойные прожилки. Содержание сфалерита, реже галенита в прослоях достигает 3-5%. Любопытно, что мономинер-

ральный пирит из этих прослоев характеризуется аномально высоким содержанием Zn, Pb, Ag, Au, Tl, Bi, а нередко также Mo, Ni, Cd, Cu. Образование этих контрастных локальных аномалий объяснимо также сероводородными или др. щелочными барьерами.

Естественно, большой интерес представляют источники поступления в палеобассейн калия и тяжелых металлов. Такие содержания калия и тяжелых металлов в граптолитовых аргиллитах трудно объяснить их осаждением из более или менее нормальной морской воды. Предполагается, что неравномерное поступление металлов в палеобассейн связано с подводными глубинными источниками вдоль субширотной полосы тектонических нарушений стадии Каледонской активизации северо-запада Русской платформы.

По всей вероятности, индикаторное значение (дальность от берега) имеет отношение U-Th в промышленных фосфоритах и в оболочках песчаниках тремадока, в которых оно соответственно составляет 6-8 и 3-4. В толще граптолитовых аргиллитов это отношение доходило до 16, при этом наблюдается уменьшение в сторону берега.

Каков механизм накопления малых элементов?

В этом бассейне концентрация растворенных в воде фосфатов и малых элементов была не слишком высокой. Но в бассейн непрерывно поступали соединения, пополняющие запасы растворенного в воде фосфата и малых элементов.

Накопление фосфатов и органического вещества в осадках обусловило и концентрацию многих малых элементов (Mo, V, Pb, Th и др.). Основными факторами, вызывающими эту концентрацию, являлись адсорбция и биологические процессы.

В фосфатных створках оболид происходила сингенетическая концентрация редких и рассеянных элементов. Брахиоподы извлекали непосредственно из морской воды пятиокись фосфора и использовали для построения своих створок. Трудно только судить, в каких количествах малые элементы накапливались при жизни организмов (в планктоне, граптолитах, створках брахиопод), сколько при преобразовании органического вещества. Частично возможна и более поздняя адсорбция фосфатным веществом. Редкие земли, иттрий, стронций и некоторые другие элементы присутствуют в фосфатном материале, из которого сложены створки в форме изоморфных примесей. В разных фациях тремадокского палеобассейна накапливались элементы в зависимости от различий миграционной способности, характера вод и

геохимических барьеров. Так, в граптолитовых илах накапливались элементы, которые хорошо мигрируют в кислых водах в окислительной обстановке, а попадая в восстановительную обстановку, осаждаются на щелочных и сероводородных барьерах. Соответственно Zn, Cu, Ni, Pb и V, Mo, Se, U, Re. При этом на геохимическую историю Zn, Cu, V, Mo и Se существенно влияло биогенное накопление.

В песчаной фации, где обитали беззамковые брахиоподы, накапливались в основном сравнительно слабоподвижные и инертные элементы F, P, Y, редкие земли, в истории которых также основную роль играет биогенное накопление.

Какова роль терригенного материала сноса в накоплении в песчано-алевролитовой толще и граптолитовых илах различных химических элементов? Парные коэффициенты корреляции между минеральными компонентами и химическими элементами указывают, что роль типичного терригенного материала в накоплении химических элементов в своеобразных биолитах-оболочных фосфоритах и граптолитовых аргиллитах невелика.

#### Литература

- Лукашев В. Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадкообразования. - Минск, 1972. - 318 с.
- Перельман А. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. - М., 1972. - 288 с.
- Петерсель В., Минеев Д., Лоог А. О минералогии и геохимии оболочных песчаников и диктионемовых сланцев Северной Эстонии//Уч. зап./Тарт. ун-т. - 1981. - Вып. 561: Труды по геологии. - Т. IX. - С. 30-49.
- Петерсель В., Лоог А., Минеев Д., Петунина О. Фтор, стронций и редкие земли в фосфоритах Раквереского фосфоритоносного района//Уч. зап./Тарт. ун-т. - 1986. - Вып.: Труды по геологии. - Т. X. - С. 27-55.
- Янов Э. Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе//Советская геология. - 1980. - № I. - С. 66-75.

GEOCHEMICAL INDICATORS OF TERRIGENOUS SEDIMENTS  
FORMING THE TREMADOC IN ESTONIA

A. Loog, V. Petersell

S u m m a r y

Accumulation of elements in different facies of the Tremadoc paleobasin took place in dependence of their different migration ability, character of waters and geochemical barriers.

Relatively less mobile and inert elements, such as F, P, Y and rare-earths accumulated in sandy facies. Biogenic accumulation played the leading role here.

In graptolitic meeds the elements, which easily migrate in acid water under oxidizing conditions accumulated, though in reductive medium they settle on alkaline and hydrosulphuric barriers (Zn, Cu, Ni, Pb, V, Mo, Se, U, Re).

At that the biogenic accumulation has considerably affected the geochemical history of Zn, Cu, V, Mo and Se.

It is assumed that unequal input of metals into the paleobasin is related to subwater deep-seated sources along sublatitudinal zone of tectonical deformations.

**УТОР, СТРОНЦИЙ И РЕДКИЕ ЗЕМЛИ  
В ФОСФОРИТАХ РАКВЕРЕСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО РАЙОНА**

В.Х. Петерсель, А.Р. Лоог, Д.А. Минеев, О.И. Петунина

Геологическими работами за последние годы существенно расширены прогнозные ресурсы фосфоритов Раквереского фосфоритоносного района, они оцениваются около 1 млрд. тонн  $P_2O_5$ .

Фосфоритоносная толща района (оболочные песчаники) распространяется на площади более тысячи кв. км и входит в состав пакерортского горизонта нижнего ордовика ( $O_1рк$ ). Эти породы являются наиболее древними образованиями упомянутого отдела на северо-западе Русской платформы и залегают на размытой поверхности тискреской свиты условно нижнекембрийского возраста ( $C_{1ts}$ ).

Фосфоритоносные отложения ( $P_2O_5 \geq 3\%$ ), т.н. фосфоритовые руды или фосфориты, представляющие промышленный интерес, на севере района образуют Тоолсеское и Азериское месторождения. Южнее от них располагаются крупные залежи фосфоритов Кабалаского, Рягавереского и Ассамаллаского участков (месторождений) района (рис. 1). Последние образуют сплошную рудную залежь мощностью от 1,5–2 м до 8–12 м /Раудсеп, 1984/.

Раквереский фосфоритоносный район распространения ракушняковых фосфоритов уникален не только в Прибалтийско-Ладонском бассейне, но и во всем мире. Благодаря относительно простому геологическому строению фосфоритоносного района и рудной залежи, простым условиям залегания фосфоритов, а также принадлежности фосфоритов к типу руд, легко обогатимых, можно ракушняковые фосфориты отнести к числу наиболее важных в промышленном отношении генетических типов осадочных фосфатных руд.

Месторождения Раквереского фосфоритоносного района имеют большое значение для будущего. Интенсивное их освоение начнется только в конце нынешнего и в начале 21 столетия. К этому периоду существенно расширятся возможности и надобности комплексного использования в фосфоритах всех полезных сопутствующих компонентов. Несомненно возрастут так-

же требования к охране окружающей среды при добыче и переработке фосфоритов в удобрения и при использовании их в сельском хозяйстве.

Фтор (F), стронций (Sr) и редкоземельные элементы (РЗЭ), а также уран входят изоморфно в состав фторгидроксил-карбонатапатита, из которого состоят фосфатные створки оболит /Петерсель и др., 1981/. Эти элементы образуют обязательную геохимическую нагрузку в фосфатных минералах, накапливаются совместно с ними при обогащении. В фосфонцентрате их содержание существенно превышает марки базисных пород. В замкнутом круге: фосфорит-удобрение-почва-биосфера важное значение приобретает выяснение основных закономерностей распределения рассматриваемых элементов в фосфоритах. В первую очередь, в фосфатных минералах как в главных их концентраторах и носителях.

Рассматриваемые элементы по народнохозяйственному значению делятся на две группы. Попутное извлечение F и Sr из фосфонцентрата не только освобождает получаемые удобрения от вредных для жизнедеятельности элементов, но позволяет и покрывать дефицит этих элементов в народном хозяйстве. Влияние РЗЭ на жизнедеятельность растений еще недостаточно изучено. Сырьевая база РЗЭ вполне обеспечена, но количественный рост потребности в них и качественное совершенствование комплексной переработки фосфатного сырья позволяет надеяться, что фосфориты со временем станут дополнительным важным сырьевым источником РЗЭ, во всяком случае для стран, лишенных собственного РЗ сырья /Altschuler et al, 1967, Минеев, 1974/.

В разрезе Тоолсеского, Кабалаского, Рягавереского и Ассамаллаского месторождений Раквереского фосфоритоносного района данные о средних содержаниях и основных закономерностях распределения F, Sr и РЗЭ приведены в табл. I, они же отражены на рис. 2 и 3.

Использованные в настоящей работе анализы выполнены современными химическими, рентгеноспектральными, спектрохимическими, атомноабсорбционными и др. методами. Определение F,  $\text{TR}_2\text{O}_3$ ,  $\text{U}_2\text{O}_3$  и спектра Ln выполнено в лабораториях ИМПРЭ, ВИМСа и МГРИ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , MgO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeS}_2$  - в лаборатории Управления геологии Эстонской ССР. Качество и точность анализов удовлетворяет требованиям отраслевого стандарта Министерства геологии СССР ОСТ 4I-08-2I4-82.

Ранее было уже упомянуто, что основными носителями и

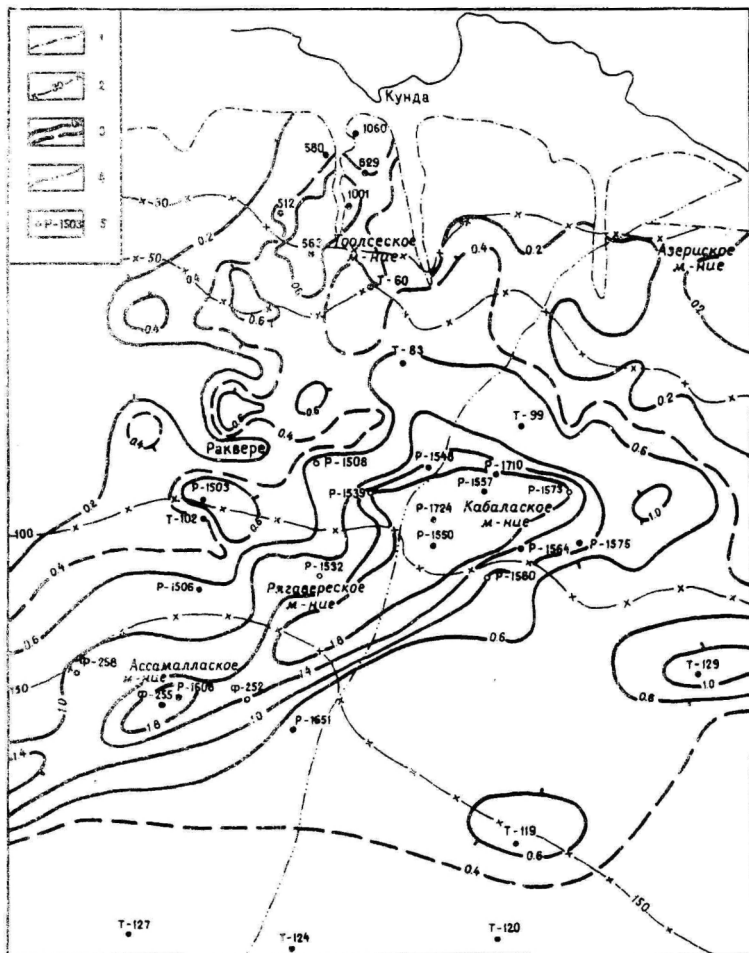


Рис. 1. Схема строения Рагвереского  
фосфоритоносного района

1 - граница выхода фосфоритоносных отложений под четвертичные отложения; 2 - изолиния глубины залегания фосфоритов; 3 - линия изопродуктивности фосфоритов; 4 - Азериское тектоническое нарушение; 5 - буровая скважина, ее номер.

концентраторами F, Sr и PЗЭ являются фосфатные створки оболуд и их обломки (детрит). Вследствие этого закономерности распределения F, Sr и PЗЭ в общих чертах повторяют закономерности распределения  $P_2O_5$  в фосфоритах как по площади, так и по вертикальному разрезу фосфоритоносного района. F, Sr, PЗЭ и P образуют четко выраженную положительную геохимическую ассоциацию, между ними повсеместно существуют высокоположительные корреляционные взаимоотношения (табл. 2). Наряду со сказанным, в зависимости от общего содержания фосфатных минералов в фосфоритах в разрезе распределение каждого из перечисленных элементов имеет существенные различия.

**Фтор.** Содержание F в пластосечениях фосфоритов Раквереского фосфоритоносного района колеблется в больших пределах, от 0,45 до 2,07 % и превышает кларк осадочных пород по А. Виноградову /Краткий справочник, 1977/ соответственно от 9 до 41 раза (рис. 2). По вертикальному разрезу фоспласта пределы колебания F еще больше, от 0,34 % до 2,28 % в наиболее дифференцированном из изученных разрезов промпласта (скв. Р-1539, рис. 3). Пространственные закономерности распределения F в фосфоритах практически полностью повторяют закономерности распределения  $P_2O_5$  в фосфоритоносном районе. Максимальное его содержание устанавливается в пределах месторождения Кабала и Ассамалла, в центральной части основного рудного тела (рис. 2), минимальные - в периферийных частях фосфоритоносной площади.

Отношение  $F/P_2O_5$  повсеместно, независимо от абсолютного содержания  $P_2O_5$  в фосфоритах, выдержанное и колеблется в узких пределах, от 0,082 до 0,098. Матрица коэффициента парной корреляции между F и  $P_2O_5$  высокая положительная и в разрезе отдельных месторождений близкая к I (табл. 2). Если коэффициент вариации содержаний F и  $P_2O_5$  в разрезе месторождений достаточно большой - 39-64 %, то коэффициент вариаций их отношений составляет лишь 10-16 % (табл. 2). Повсеместное индифферентное поведение отношения  $F/P_2O_5$  еще раз подтверждает, что между содержаниями F и  $P_2O_5$  в фосфоритах Раквереского фосфоритоносного района существует прямолинейная зависимость (рис. 4).

**Стронций.** Содержание Sr в пластосечениях фосфоритов Раквереского фосфоритоносного района неравномерное и колеблется также в больших пределах, от 694 до 3250 г/т (рис. 2). Оно превышает кларк осадочных пород до 7,2 раза. По

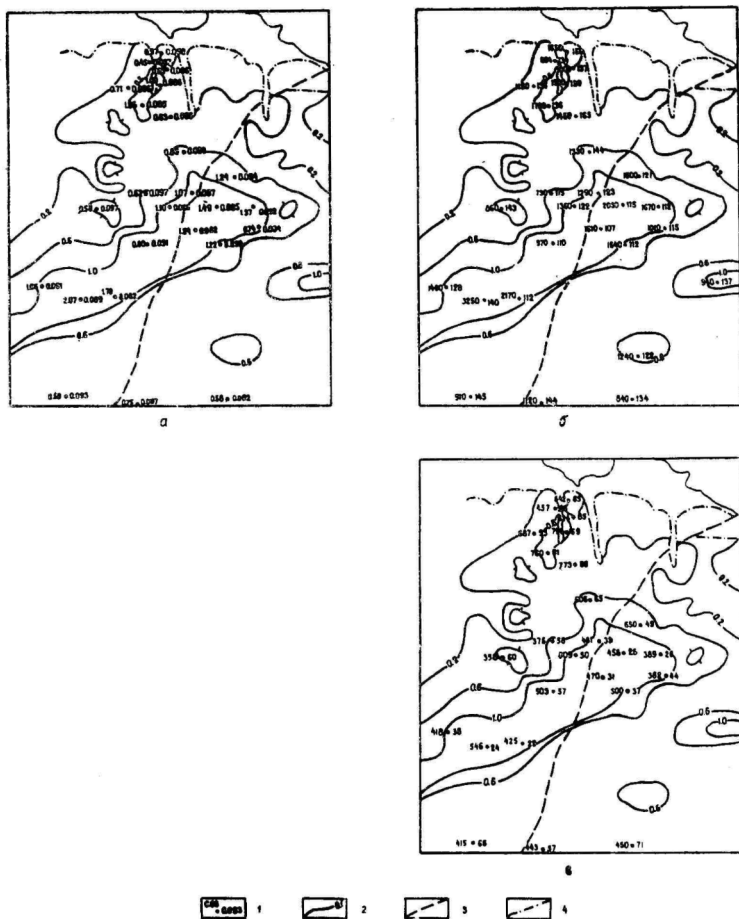


Рис. 2. Схема содержания  $F(a)$ ,  $Sr$  (б) и  $\Sigma TR_2O_3(v)$  в фосфоритах Раквереского фосфоритоносного района.

I - буровая скважина, слева средневзвешенное содержание, справа - отношение к  $P_2O_5$  ( $F$  - %,  $Sr$  - г/т/%;  $\Sigma TR_2O_3$  - г/т/%).

Таблица I

Содержание  $P_2O_5$ , F, Sr и  $\Sigma TR_2O_3$  в фосфоритах  
Ракверского фосфоритоносного района

№ п.п.	№ скв.	Кол-во проб	Глубина за-легания промпласта, м		Мощность промпласта, м	Содержание, %		Содержание, г/т							О т н о ш е н и е		
			от	до		$P_2O_5$	F	Sr	$\Sigma TR_2O_3$	$Y_2O_3$	F		$\Sigma TR_2O_3$	$Y_2O_3$	$Y_2O_3$		
											$P_2O_5$	$P_2O_5$				$P_2O_5$	$P_2O_5$
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16		
М е с т о р о ж д е н и е Т о о л с е																	
1	Г-60	I				8,74	0,83	1450	773	150	0,095	165	88	17	0,19		
2	512	5	23,5	27,2	3,7	7,41	0,71	1150	687	170	0,096	155	97	23	0,25		
3	580	5	19,5	22,1	2,6	5,19	0,45	694	457	98	0,087	134	88	19	0,21		
4	563	4	31,8	34,2	2,4	12,5	1,06	1700	760	186	0,085	136	61	15	0,24		
5	629	6	16,5	19,9	3,4	7,30	0,63	1000	624	141	0,086	137	85	19	0,23		
6	1001	5	18,0	21,2	3,2	11,6	1,00	1500	796	194	0,086	129	69	17	0,24		
7	1060	4	6,8	8,8	2,0	9,91	0,97	1550	842	211	0,098	156	85	20	0,25		
М е с т о р о ж д е н и е К а б а л а																	
8	Т-99	I	68,4	70,0	1,6	13,17	1,24	1600	650	130	0,094	121	49	9,9	0,20		
9	P-1550	10	93,1	99,9	6,8	15,04	1,24	1610	470	106	0,082	107	31	7,0	0,23		
10	P-1557	12	77,0	84,5	7,5	17,73	1,49	2030	456	100	0,085	115	26	5,6	0,22		
11	P-1560	4	100,0	103,3	3,3	13,66	1,22	1540	500	115	0,089	112	37	8,4	0,23		
12	P-1573	9	72,8	78,6	5,8	14,95	1,37	1670	389	98	0,092	112	26	6,6	0,25		
13	P-1575	7	77,0	83,1	6,1	8,77	0,74	1010	382	100	0,084	115	44	11	0,26		

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
М е с т о р о ж д е н и е Р я г а в е р е															
14	P-1503	10	101,3	109,4	7,4	6,01	0,58	861	358	86	0,097	143	60	14	0,24
15	P-1508	8	77,8	83,3	5,5	6,38	0,62	730	375	92	0,097	115	58	14	0,25
16	P-1532	7	126,0	131,7	5,7	8,81	0,80	970	503	129	0,091	110	57	9,9	0,26
17	P-1539	11	78,1	85,9	7,8	12,08	1,10	1350	609	145	0,086	122	50	12	0,24
18	P-1548	7	89,1	95,1	6,0	12,33	1,07	1290	481	108	0,087	123	39	5,8	0,22
19	T-83	1	59,0	62,5	3,5	9,26	0,86	1330	606	115	0,093	144	65	12	0,19
М е с т о р о ж д е н и е А с с а м а л л а															
20	ф-252	3	162,0	164,4	2,4	19,33	1,70	2170	560	135	0,088	112	29	7,0	0,24
21	ф-255	5	154,6	159,4	4,8	23,15	2,07	3250	703	157	0,089	140	30	6,8	0,22
22	ф-258	7	164,3	169,8	5,1	11,68	1,06	1490	540	122	0,091	128	46	10	0,23
23	T-127	4	185,9	188,3	1,8	6,25	0,58	910	415	104	0,093	145	66	17	0,25
24	T-124	3	197,6	199,1	1,5	7,76	0,75	1120	443	97	0,097	144	57	12	0,22
25	T-119	5	154,4	158,4	4,0	10,16		1240		112		122		11	
26	T-129	14	112,8	121,4	8,5	6,88		1940		85		137		12	

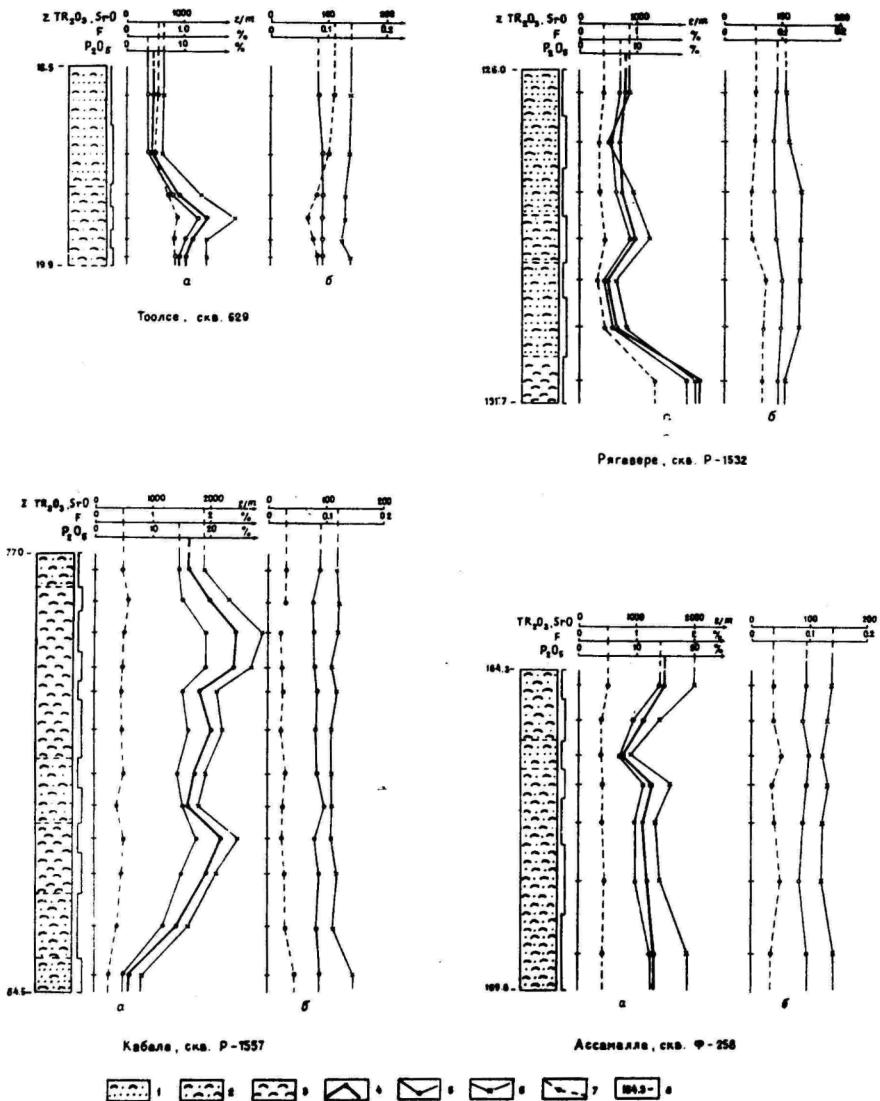


Рис. 3. Геолого-геохимические колонки фосфоритов  
Раквереского фосфоритоносного района

I-3 - фосфориты (I - детритистый или ракушистый песчаник; 2 - детритовый или ракушечный песчаник; 3 - песчаный детритит или ракушняк); 4-7 - графики распределения (а) и отношения элементов к P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (б) (4-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 5-F; 6-Sr; 7 - ΣTR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); 8 - глубина залегания фосфоритов

Таблица 2

Статистические характеристики и матрицы значений коэффициентов парной линейной корреляции между содержаниями элементов в фосфоритах Раквереского фосфоритоносного района

## М е с т о р о ж д е н и е Т о о л с е

	$P_2O_5$	MgO	$Fe_2O_3$	$FeS_2$	F	Sr	$\Sigma TR_2O_3$	$Y_2O_3$	$\frac{F}{P_2O_5}$	$\frac{Sr}{P_2O_5}$	$\frac{TR_2O_3}{P_2O_5}$	$\frac{Y_2O_3}{P_2O_5}$
$P_2O_5$	-	-.395	-.086		-.978	-.969	-.936	-.935	-.161	-.240	-.780	-.668
MgO	.359	-										
$Fe_2O_3$	-.086	-.119	-									
$FeS_2$				-								
F	-.978	-.343	-.123		-							
Sr	-.969	-.322	-.116		-.990	-						
$TR_2O_3$	-.936	-.391	-.117		-.961	-.959	-					
$Y_2O_3$	-.935	-.346	-.137		-.959	-.961	-.984	-				
$\bar{x}$	9.98	0,31	1,32		0,89	1376	774	181	0,091	142	83	20
S	5,99	0,058	0,61		0,51	782	309	79	0,012	18	20	4,8
V	60	19	46		58	57	42	44	13	13	24	24

n = 29  
 $r_{99} = \pm 0,437$   
 $r_{95} = \pm 0,317$

М е с т о р о ж д е н и е    К а б а л а

	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeS <sub>2</sub>	P	Sr	ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{P}{P_{205}}$	$\frac{Sr}{P_{205}}$	$\frac{\Sigma TR_{203}}{P_{205}}$	$\frac{Y_{203}}{P_{205}}$
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-.06	-.483	-.267	-.968	-.976	-.692	-.619	-.334	-.441	-.606	-.850
MgO	-.06	-										
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-.483	-.178	-									
FeS <sub>2</sub>	-.267	-.274	-.844	-								
P	-.968	-.089	-.537	-.298	-				n = 43			
Sr	-.976	-.038	-.428	-.234	-.939	-			r <sub>99</sub> = ±.366			
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-.692	-.055	-.280	-.099	-.670	-.671	-		r <sub>95</sub> = ±.264			
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-.619	-.260	-.246	-.099	-.575	-.583	-.697	-				
$\bar{x}$	14.40	0.77	0.97	0.31	1.25	1621	440	130	0,088	114	37	8,5
s	5,80	0,74	0,68	0,44	0,48	628	128	21	0,013	19	21	3,9
v	40	96	70	141	39	39	29	20	15	16	56	46

8

М е с т о р о ж д е н и е    Р я г а в е р е

	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeS <sub>2</sub>	P	Sr	ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{P}{P_{205}}$	$\frac{Sr}{P_{205}}$	$\frac{\Sigma TR_{203}}{P_{205}}$	$\frac{Y_{203}}{P_{205}}$
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-.563	-.288	-.383	-.987	-.967	-.914	-.903	-.221	-.352	-.521	-.500
MgO	-.563	-										
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-.288	-.667	-									
FeS <sub>2</sub>	-.383	-.644	-.956	-								
P	-.987	-.558	-.271	-.371	-				n = 43			
Sr	-.967	-.609	-.260	-.349	-.956	-			r <sub>99</sub> = ±.366			
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-.914	-.533	-.196	-.270	-.924	-.886	-		r <sub>95</sub> = ±.264			
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-.903	-.552	-.205	-.276	-.912	-.842	-.975	-				
$\bar{x}$	9,61	0,54	1,09	0,91	0,88	1059	496	119	0,093	117	56	14
s	6,10	0,39	0,70	0,80	0,55	597	280	71	0,009	28	14	3,8
v	64	73	64	89	63	56	56	60	10	24	25	28

М е с т о р о ж д е н и е      А с с а м а л л а

	$P_{2O_5}$	MgO	$Fe_2O_3$	$FeS_2$	F	Sr	$\Sigma TR_2O_3$	$Y_2O_3$	$\frac{F}{P_{2O_5}}$	$\frac{Sr}{P_{2O_5}}$	$\frac{\Sigma TR_2O_3}{P_{2O_5}}$	$\frac{Y_2O_3}{P_{2O_5}}$
$P_{2O_5}$	-	-.397	-.443		-.994	-.978	-.618	-.805	-.144	-.212	-.585	-.505
MgO	-.397	-										
$Fe_2O_3$	-.443	-.370	-									
$FeS_2$				-								
F	-.994	-.389	-.452						n = 22			
Sr	-.978	-.437	-.497		-.975	-			$r_{99} = \pm .492$			
$TR_2O_3$	-.618	-.499	-.538		-.617	-.652	-		$r_{95} = \pm .360$			
$Y_2O_3$	-.805	-.535	-.467		-.803	-.809	-.864	-				
$\bar{x}$	13,46	1,63	1,36		1,22	1,792	450	124	0,088	128	38	10
s	7,06	2,06	1,04		0,63	944	107	34	0,014	31	19	4,4
v	52	127	83		52	53	24	27	16	24	51	43

вертикальному разрезу фоспласта пределы колебания еще несколько больше (рис. 3), до 3600 г/т в скв. Ф-255.

Пространственные закономерности распределения Sr в фосфоритах повторяют главным образом закономерности распределения  $P_2O_5$  фосфоритоносного района. Коэффициенты вариации содержания Sr очень близки к коэффициентам вариации содержания  $P_2O_5$  в разрезе отдельных месторождений. Матрицы значения коэффициента парной корреляции на этих площадях (между  $P_2O_5$  и Sr) высоко положительные и приближаются к единице ( $\geq 0,97$ , табл. 2).

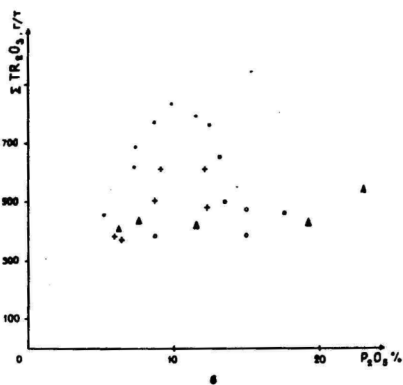
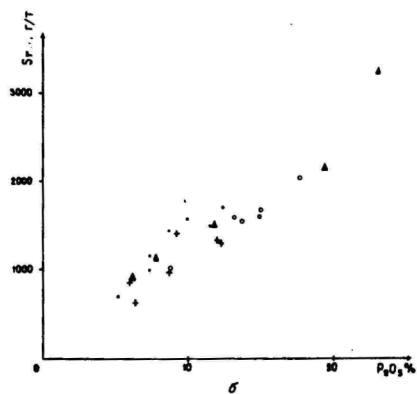
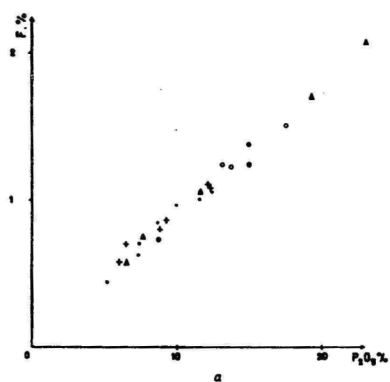
Содержание Sr (г/т) по отношению  $P_2O_5$ (%) на этой большой площади близкое, но несколько более изменчивое, чем фтора. Отношение  $Sr/P_2O_5$  в пластосечениях колеблется от 107 до 165, в разрезе отдельных скважин еще больше - от 79 до 200. Коэффициент вариации достигает 24 %. Отмечается тенденция, что в пластосечениях эпицентральной части основного рудного тела с увеличением общего содержания  $P_2O_5$  в рудах относительное содержание Sr к  $P_2O_5$  в ряде случаев незначительно уменьшается. Об этом свидетельствует также отрицательная корреляция между  $P_2O_5$  и отношением  $Sr/P_2O_5$  на упомянутой площади (табл. 2).

Лантаноиды и иттрий (P3Э). Среднее содержание  $\Sigma TR_2O_3$  в пластосечениях фосфоритов Раквереского фосфоритоносного района колеблется от 358 до 842 г/т, превышая кларк осадочных пород до 4,1 раза. По вертикальному сечению изученных разрезов  $\Sigma TR_2O_3$  колеблется в таких же пределах (рис. 3).

Пространственные закономерности распространения  $\Sigma TR_2O_3$  в фосфоритах только в разрезе отдельных месторождений в общих чертах повторяют закономерности распределения  $P_2O_5$ . Наиболее высокие абсолютные содержания  $\Sigma TR_2O_3$  отмечаются в пределах месторождения Тоолсе, наиболее низкие - в пределах месторождения Кабала (рис. 2).

В рассматриваемых месторождениях повсеместно между  $P_2O_5$  и  $\Sigma TR_2O_3$  отмечается однозначная положительная корреляция. Но оценки коэффициентов парной корреляции между этими компонентами по сравнению с F и Sr значительно снижены и колеблются в пределах 0,618-0,936 (табл. 2). Коэффициенты вариации содержания  $\Sigma TR_2O_3$  повсеместно меньше коэффициента вариации  $P_2O_5$  и колеблются в пределах 24-56 %.

Содержание  $TR_2O_3$  (г/т) по отношению к  $P_2O_5$  (%) в фосфоритах на площади Раквереского фосфоритоносного района колеблется в больших пределах, от 26 до 93 по пластосечениям



• 1 + 2 • 3 ▲ 4

Рис. 4. Зависимость содержания F (а), Sr (б) и  $\Sigma TR_2O_3$  (в) от содержания  $P_2O_5$  (по анализам табл. I)

Средневзвешенные содержания по скважинам месторождений: 1 - Тоолсе; 2 - Кабала; 3 - Рягавере; 4 - Ассамалда

(табл. 1), в разрезе отдельных скважин - еще больше. Коэффициент вариации отношения  $\Sigma TR_2O_3/P_2O_5$  по латерали изменчивый, большой и в пределах Кабалаского и Ассамалаского месторождений превышает коэффициент вариации  $\Sigma TR_2O_3$ . Анализ отношения  $\Sigma TR_2O_3/P_2O_5$  свидетельствует, что наиболее высокие эти значения отмечаются на севере площади, в пределах месторождения Тоолсе, наименьшие - в пределах центральной части основного рудного тела. Как по площади, так и по разрезу отмечается относительное уменьшение отношения  $\Sigma TR_2O_3/P_2O_5$  по мере роста содержания  $P_2O_5$  в фосфуде. Повсеместно между  $P_2O_5$  и  $TR_2O_3/P_2O_5$  наблюдается четкая отрицательная корреляция (табл. 2).

Для выяснения природы этого явления проведено изучение содержания  $Ln$  в монофракциях фосфатных створок оболит, отобранных из руд месторождения Ассамалла, содержащих  $P_2O_5$  от 11,85 до 25,90 %. Содержание  $P_2O_5$  в фосфатных створках относительно постоянное, обычно 33-35 % / Раудсеп, 1984'.

Результаты выполненных анализов сведены в табл. 3 и отражены на рис. 5. Они однозначно свидетельствуют, что содержание  $Ln$  в монофракциях створок оболит уменьшается с увеличением общего количества фосфатных створок или детрита ( $P_2O_5$ ) в фосфоритах.

Спектр  $\Sigma TR$  по всей площади однотипный и выдержанный. Повсеместно как по пластосечениям, так и по отдельным пробам содержание  $Y_2O_3$  в  $\Sigma TR_2O_3$  составляет 19-26 % (табл. 1) и не зависит от абсолютного содержания  $P_2O_5$  в фосфоритах. Среди  $Ln$  16  $\pm$  3 % составляет  $La$ , 35  $\pm$  4 %  $Ce$  (рис. 6, табл. 4). На диаграмме  $\Sigma(La - Nd) - \Sigma(Sm - Ho) - \Sigma(Eu - Lu)$  (рис. 6) точки составов легких, средних и тяжелых  $Ln$  располагаются очень кучно, отличаясь от состава  $Ln$  осадочных пород несколько повышенным содержанием средних  $Ln$ ,  $\Sigma(Sm - Ho)$ . Всегда в спектре максимальными концентрациями в кларках осадочных пород выделяются  $Eu$  и  $Tu$ , минимальными -  $La$  и  $Yb$ , особенно  $Lu$ . Спектр  $Ln$  в фосфоритах Равереского фосфоритоносного района близок к спектру  $Ln$  в ракушняковых фосфоритах Сибирской платформы, а также в целом достаточно близкий к крупным фосфоритным осадочным месторождениям мира (Картау, Флорида, Алжир и др.). По составу  $Ln$  крупные месторождения фосфоритов мира отличаются от ракушняковых фосфоритов более повышенным содержанием  $La$  (20-31 %), нередко  $Lu$  и пониженным -  $Ce$  (25-33 %), а

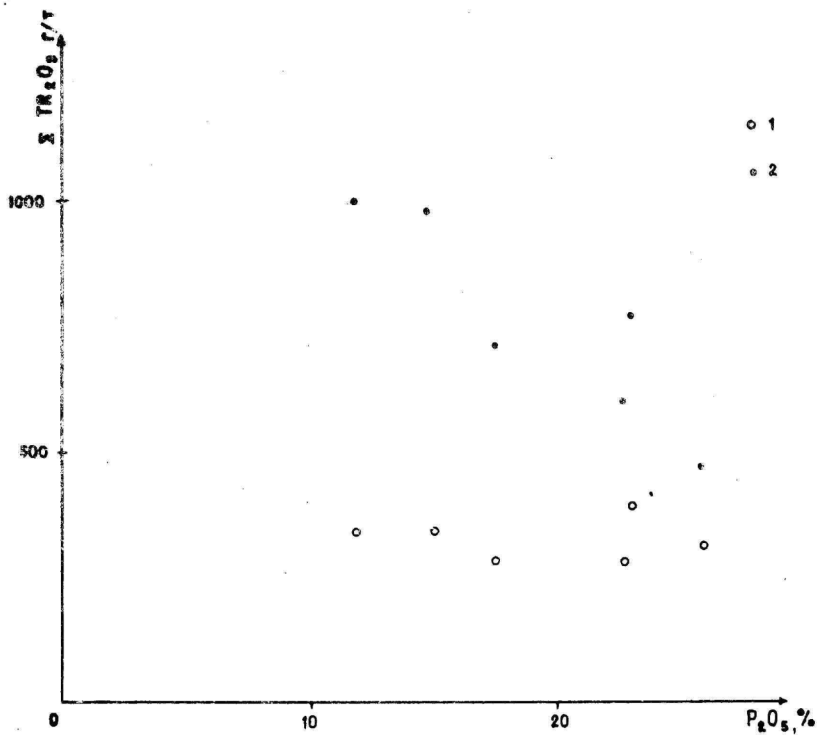


Рис. 5. Зависимость содержания  $Lp$  в створках обolid от абсолютного содержания фосфатных минералов ( $P_2O_5$ ) в месторождениях Ассамалла  
 I - содержание  $Lp$  в фосфоритах; 2 - содержание  $Lp$  в створках обolid из соответствующих интервалов фосруд.

Таблица 3  
Содержание P3Э и Sr в фосфоритах и в створках оболид  
Ассамаллаского месторождения

№ п.п.	№ скважины	Глубина отбора штучных проб, м	Фосфориты		Створки оболид			
			P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	ΣTR г/т	Sr г/т	ΣTR г/т	У г/т	У ΣTR
1	Ф-258	164,3	14,72	342	4650	980	261	27
2		166,0	17,49	281	5000	710	174	25
3		168,0	11,89	340	4750	1000	253	25
4	Ф-255	154,6	23,20	398	4100	710	158	22
5		156,3	22,82	292	4650	600	166	28
6		157,6	25,95	302	4850	470	166	31

также повышенным или пониженным содержанием единичных других Ln. Спектр Ln в фосфоритах Раквереского фосфоритоносного района отличается от спектра Ln неогенового костного детрита (скелетные и покровные части рыб) Казахстана явно повышенным содержанием средних Ln, Σ(Sm - Ho), он существенно отличается от спектра Ln океанической воды (рис.7, табл.5).

При современной технологии переработки фосфоритов на удобрения основными вредными компонентами являются MgO и соединения железа, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, в т.ч. и FeS<sub>2</sub>. Поведение F, Sr и P3Э в отношении этих вредных компонентов в фосфоритах разное. При низких и равномерных содержаниях MgO в фосфуде между ним и рассматриваемой группой элементов совместно с P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> наблюдается положительная корреляция (табл. 2). По мере увеличения дисперсии и среднего содержания MgO в фосфоритах матрицы коэффициентов парной корреляции переходят в нейтральные и однозначно отрицательные значения. Это свидетельствует, что в процессе роста створок оболид незначительная, но достаточно постоянная доля MgO, ориентировочно 3-5 % от содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в руде, вошла в состав створок оболид. При доломитизации фосфоритов содержание MgO в фосфудах неравномерно увеличивается.

По отношению к Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, в т.ч. и к FeS<sub>2</sub>, F, Sr и P3Э, а также P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ведут себя более неоднозначно. При пониженных содержаниях Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> между ними и упомянутыми элементами преобладают также положительные корреляционные тенденции. С ростом содержания в фосфоритах Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> они переходят в инертные и в отдельных случаях в отрицательные значения. По-видимому, так же, как и MgO, соединения железа переходят постоянно в состав створок оболид при их росте.

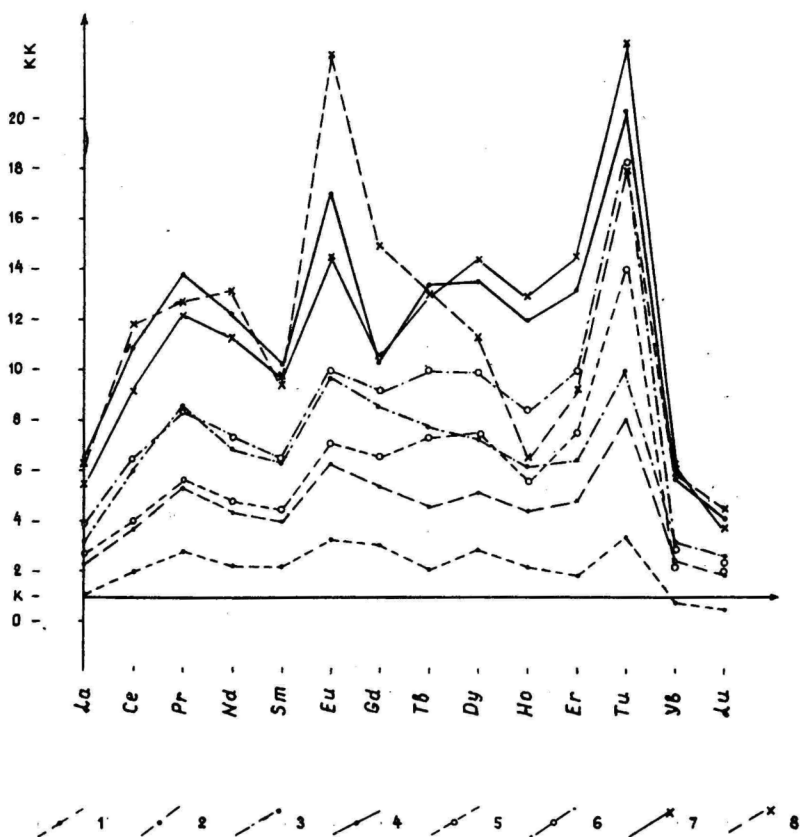


Рис. 6. Спектр лантаноидов в кларках осадочных пород

Лантаноиды в фосфоритах месторождения Тоулсе, содержащих  $P_2O_5$ : 1) 3-7%; 2) 8-15%; 3) 16-22%; 4) в фосконцентрах, содержащих  $P_2O_5$  18-30%.

Лантаноиды в створках месторождения Ассамалла: 5) из руд, содержащих  $P_2O_5$  11-18%; 6) из руд, содержащих  $P_2O_5$  22-27%.

Лантаноиды в фосфоритах месторождений: 7) Маарду; 8) Кингисепп.

Таблица 4

Спектр лантаномдов в фосфоритах Раквереского фосфоритоносного района

Наименование проб	Количество проб	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	TR %	С п е к т р														TR, %
				La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
М е с т о р о ж д е н и е Т о о л с е																		
Фосфориты	4	< 7	0,027	16,1	37,1	5,27	18,7	5,20	1,23	7,47	0,72	4,75	0,82	1,71	0,32	0,83	0,14	
- " -	5	8-15	0,052	17,3	36,4	5,14	18,8	4,98	1,22	6,66	0,79	4,34	0,85	2,40	0,39	1,40	0,25	
- " -	3	16-22	0,081	15,7	37,3	5,33	19,5	5,00	1,20	6,87	0,77	4,03	0,75	1,97	0,31	1,13	0,22	
Фосконцентраты	2	~ 29	0,145	17,9	37,6	4,75	19,5	4,60	1,15	4,60	0,80	4,20	0,85	2,25	0,35	1,20	0,20	
М е с т о р о ж д е н и е А с с а м а л д а																		
Монофракция створок оболочек из руд, содержащих P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> : 11,85-17,66 %	3	36	0,090	17,3	35,7	4,67	18,7	4,47	1,13	6,50	1,03	5,07	0,93	2,80	0,51	1,00	0,19	
	3	36	0,059	17,4	33,6	4,50	18,1	4,83	1,20	7,27	1,13	5,73	0,98	3,17	0,59	1,13	0,25	
М е с т о р о ж д е н и е М а а р ц у																		
Фосконцентрат	1	26,00	0,130	17,0	35,4	4,7	19,9	4,9	1,1	5,2	0,9	5,0	1,0	2,8	0,5	1,4	0,2	
М е с т о р о ж д е н и е К и н г и с е п п																		
Фосконцентрат	1	28,2	0,15	16,4	39,3	4,2	20,2	4,1	1,5	6,9	0,5	3,4	0,4	1,5	0,3	1,2	0,2	

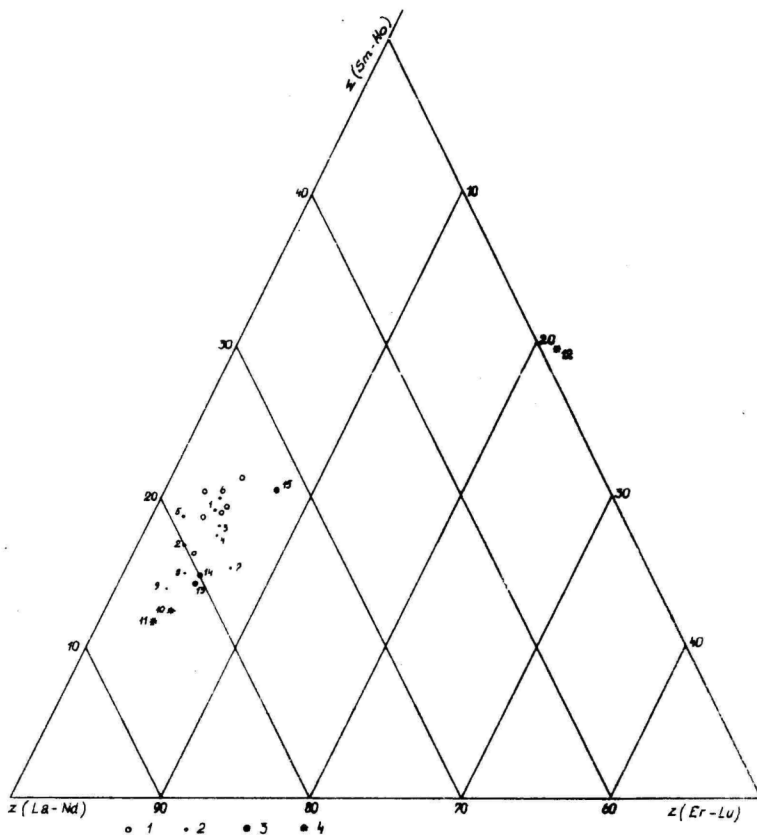


Рис. 7. Соотношение лантаноидов в фосфоритах и в субплатформенных гранитоидах Юго-Западной Финляндии

1 - фосфориты Раквереского фосфоритоносного района (по табл. 4); 2 - осадочные фосфориты (табл. 5); 3 - субплатформенные граниты Юго-Западной Финляндии (табл. 5); 4 - кларковые содержания.

Таблица 5

Спектр Ln в осадочных фосфоритах и субплатформенных гранитах Южной Финляндии

№ п.п.	Наименование фосфоритов, пород	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<b>Ф О С Ф О Р И Т Ы</b>															
1	Ракушняковье, Раквереского района	16,9	36,3	4,94	18,9	4,85	1,19	6,56	0,87	4,69	0,86	2,38	0,41	1,11	0,21
2	Ракушняковье, Кингисепского месторождения	16,4	39,3	4,2	20,2	4,1	1,5	6,9	0,5	3,4	0,4	1,5	0,3	1,2	0,2
3	Ракушняковье, Маардуского месторождения	17,0	35,4	4,7	19,9	4,9	1,1	5,2	0,9	5,0	1,0	2,8	0,5	1,4	0,2
4	Пастовые, Каратау <sup>X</sup>	23,8	27,5	5,2	21,3	5,0	0,6	6,2	0,6	4,3	0,7	2,5	0,3	1,7	0,5
5	Желваковье, Русская платформа <sup>X</sup>	19,7	44,7	3,9	20,9	2,8	0,3	2,9	0,3	2,1	0,3	1,0	0,1	0,9	0,1
6	Ракушняковье и ракушняково-зернистые, Сибирская платформа <sup>X</sup>	12,0	41,8	3,6	19,0	5,6	1,4	6,5	0,6	5,0	0,5	1,8	0,3	1,4	0,5
7	Флорида, США <sup>X</sup>	31,4	25,1	6,3	14,7	6,3	0,9	3,0	0,9	3,4	0,9	4,4	0,4	1,7	0,6
8	Алжир <sup>X</sup>	21,7	33,3	5,2	20,8	5,0	1,1	4,1	0,6	3,4	0,7	2,0	0,3	1,5	0,3
9	Костный (неоген) <sup>X</sup> дентрит	22,5	31,6	3,3	19,7	3,9	0,7	5,6	0,6	2,8	0,3	1,7	0,1	1,3	0,3
10	Кларк осадочных пород	27,6	34,5	3,45	15,9	4,49	0,69	4,49	0,62	3,11	0,69	1,73	0,17	2,07	0,48

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
II	Кларк кислых интрузивных пород	23,3	38,8	4,65	17,8	3,49	0,58	3,49	0,97	2,60	0,78	1,55	0,12	1,55	0,39
I2	Кларк океанической воды	28,1	12,6	5,83	2,23	4,08	10,7	5,83		7,09	2,14	5,83	0,97	4,85	9,71
I3	Гранит Финляндии "Лва"xx	25,5	34,0	8,47	12,8	4,29	0,79	5,09	0,79	2,60	0,79	2,15	-	2,15	0,79
I4	Гранит Финляндии "Обнес"xx	22,4	37,3	5,17	15,0	4,48	0,69	5,98	0,69	2,30	0,69	2,30	0,69	1,50	0,69
I5	Гранит Финляндии "Онас"xx	12,0	29,9	6,0	24,0	6,0	1,0	6,0	1,2	5,0	1,2	3,0	0,6	2,9	1,2
		<u>С о д е р ж а н и е I<sub>2</sub>, г/т</u>													
I6	Гранит "Мярьямаа"	439	832		304	28	5,8		0,68					7,0	1,2
I7	Габбро "Сигула"	148	236		67	20	2,5		0,46					3,8	0,79

x по Д.А. Минееву /1974/

xx по Sahama, Vähatalo, 1941 /Геохимия, ..., 1964/

О поведении F, Sr и  $P_2O_5$  в фосфоритах в процессах обогащения дают представление результаты исследований, сведенные в табл. 5 и отраженные на рис. 8. К сожалению, лабораторные анализы выполнены из разных навесок пробы и плохо сопоставимы. Но, несмотря на это, приведенные данные свидетельствуют, что содержание F по отношению к  $P_2O_5$  повсеместно постоянно и, следовательно, F практически полностью сконцентрирован в фосфатном веществе. Относительное содержание Sr также достаточно постоянно, но оно увеличивается в шламах и хвостах обогащения. По-видимому, часть Sr, хотя и ничтожная, связана с другими минералами. Содержание Sr в хвостах обогащения низкое, 50-340 г/т и кроме концентрации его в фосфатных минералах оно обусловлено кларковыми содержаниями Sr в песчаниках, в которых отношение  $Sr/P_2O_5$  еще существенно больше. Аналогичная картина наблюдается также при распределении PЗЗ в ходе обогащения фосфоритов. Но ввиду того, что содержание  $\Sigma TK_2O_3$  в фосфатных створках отличается и зависит, главным образом, от места отбора пробы, а также от абсолютного содержания фосфатных минералов в ней, относительное содержание  $\Sigma TK_2O_3$  в продуктах обогащения фосфоритов существенно отличается.

Ракушняковые фосфориты образуют самостоятельную рудную формацию, генезис и палеогеографические условия накопления которых несомненно имеют свои специфические черты. Как горная порода, фосфориты состоят из двух главных компонентов разного генезиса - аллохтонного кварца алевроитовой и песчаной размерности и биогенных фосфатных створок беззамковых брахиопод от целых створок до детрита алевроитовой размерности. Другие компоненты, глинистые минералы, минералы железа и др. как породообразующие минералы значения не имеют. Локально повышенное содержание доломита, а также кальцита, во всяком случае частично носит явно более поздний наложенный характер по сравнению с накоплением кварца и фосфатных раковин.

Приведенный в предыдущих разделах фактический материал однозначно свидетельствует, что большая часть F, Sr и PЗЗ сконцентрирована в фосфатных минералах, в которых их содержание примерно на 20 % выше, чем в фосфатных концентратах с содержанием  $P_2O_5$  28-30 % (табл. 6). Доля этих элементов, содержащихся в терригенной части фосфоритов, на закономерности их распределения в фосфоритах заметного влияния не оказывает. Поэтому основные закономерности и отличия в содержании и

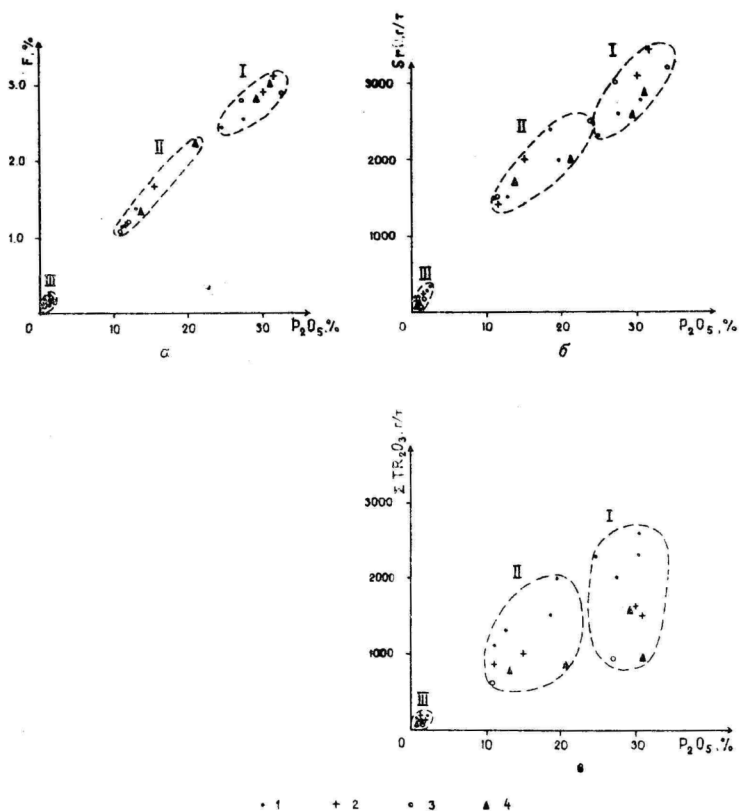


Рис. 8. Зависимость содержания F (а), Sr (б) и  $TR_2O_3$  (в) от содержания  $P_2O_5$  в продуктах обогащения фосфоритов Раквереского фосфоритоносного района  
 Поля: I - фосконцентраты; II - шламы; III - хвосты обогащения.  
 Месторождения фосфоритов: I - Тоулсе; 2 - Рядавере; 3 - Кабала; 4 - Ассамалла

закономерности распределения рассматриваемых малых элементов в фосфоритах, по-видимому, обусловлены существенно повышенным их содержанием в палеобассейне в растворенном состоянии, а также "изоморфемостью" фосфатных створок беззамковых брахиопод в отношении этих элементов на стадии их роста. Только этим реально объяснить, что по сравнению со средним содержанием рассматриваемых элементов в неорганической части живых организмов /Vinogradov, 1954/ фосфатные створки оболид обогащены F в 102 раза, Y - в 35 раз, Fe - в 4,4 раза, P - в 3,4 раза и Sr - в 2,5 раза (табл. 7).

Из приведенного выше фактического материала и литературных сведений /Фосфатоносные, ..., 1979/ вытекает, что содержание F в фосфатных минералах створок оболид не только Раквереского фосфоритоносного района, но и в Прибалтийско-Ладожском бассейне в целом выдержанное и не зависит от абсолютного содержания фосфатных минералов как по горизонтальному, так и по вертикальному направлениям. Видимо, в пределах бассейна содержание растворимого F было достаточно высоким, позволяющим полностью заполнить данным элементом изоморфемость створок в ходе их роста даже в стадии их максимального накопления. Содержание Sr в палеобассейне, однако, было невысоким и уже на участках максимальной концентрации створок ощущался его дефицит. "Изоморфемость" фосфатных створок на стадии их роста в отношении Sr осталась частично не заполненной из окружающей среды.

Концентрация PЗЭ в фосфоритах находится в зависимости как от площадного распространения фосфоритов, так и от абсолютного содержания фосфатных минералов в фосфоритах. Вполне закономерный характер распределения относительного содержания  $\Sigma TR_2O_3$  и выдержанность спектра  $\Sigma TR_2O_3$  в фосфоритах свидетельствует, что существенного переноса и перемещения фосфатных створок в палеобассейне на стадиях роста и жизни беззамковых брахиопод, а также в процессах осадконакопления не намечалось. Несомненно, в палеобассейне осуществлялся дефицит PЗЭ, и "изоморфемость" створок оболид на стадии их роста этими элементами осталась незаполненной даже в пределах месторождения Тоолсе, где содержание их в створках наивысшее. Характерно, что спектр PЗЭ на всей площади Раквереского фосфоритоносного района выдержан и в створках оболид не наблюдается избирательной концентрации каких-либо из рассматриваемых PЗЭ.

Содержание избранных элементов в продуктах обогащения фосфоритов  
Ракверского фосфоритно-песчаного района

Таблица 6

№ п.п.	№ скв.	№ проб	Место отбора (месторождение)	Инд. про-дукт. обога-щения	Содержание, %					Содержание, г/т					Отношение			
					P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	P	Si	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
1		T-35	Толмсе	к	24.33	0.80	2.81	0.45	2.43	2300	2300	410	0.099	95	94	17	0.18	
					10.96	0.68	4.44	0.94	1.16	1500	1100	220	0.106	137	95	20	0.20	
2		T-7	Толмсе	к	0.73	0.21	0.02	0.37	0.12	140	120	20	0.16	192	164	21	0.17	
					27.50	1.60	2.40	2.43	2.55	2600	2000	480	0.093	95	73	17	0.24	
3		T-9	Толмсе	к	12.77	1.15	2.95	2.10	1.40	1500	1300	280	0.11	117	101	22	0.22	
					1.25	0.15	0.78	0.29	0.12	140	120	20	0.09	133	114	19	0.17	
4		T-10	Толмсе	к	30.33	0.53	2.24	2.41	3.15	2800	2300	450	0.103	92	76	15	0.20	
					18.50	0.53	3.26	2.51	1.87	2400	1500	330	0.101	130	82	18	0.22	
5	p-1564	T-29	Кабала	к	1.93	0.04	0.85	0.59	0.24	290	190	30	0.12	150	98	16	0.16	
					30.65	0.83	1.86	1.80		2800	2600	480		92	85	16	0.18	
6	p-1724	ПТ-26	Кабала	к	19.62	0.75	2.79	1.92	2000	2000	390		102	102	20	0.20		
					2.17	0.06	0.70	0.53		360	190	60		138	77	24	0.32	
7	p-1710	ПТ-58	Кабала	к	27.03	3.08	1.55	0.24	2.77	3000	930	210	0.103	111	34	78	0.23	
					10.89	2.67	2.97	0.27	1.05	1500	650	110	0.096	138	60	10	0.17	
8	p-1506	T-20	Рягавере	к	0.43	0.17	0.65	0.09	0.06	50	60	20	0.140	116	140	46	0.33	
					34.16					3200		350		94	10			
9	T-102	T-48	Рягавере	к	23.83					2500		270		105		11		
					1.20					200		20		167		17		
10	p-1608	T-12	Ассамалка	к	33.12				2.85			170	0.086			5.1		
					12.15				1.20			90	0.099			7.5		
11	p-1651	T-18	Ассамалка	к	1.40				0.16			20	0.114			14		
					31.50	2.17	2.28	2.13	3.40	3400	2000	360	0.096	108	63	12	0.18	
12	p-1651	T-18	Ассамалка	к	10.31	0.87	4.24	0.86	1.10	1400	870	170	0.097	124	77	15	0.24	
					0.83	0.19	0.86	0.47	0.08	120	110	30	0.096	144	133	36	0.27	
13	p-1651	T-18	Ассамалка	к	30.12	1.41	2.71	2.55	2.90	3100	1600	380	0.096	103	53	13	0.24	
					15.17	0.83	3.33	1.34	1.57	2000	1000	270	0.103	132	66	18	0.27	
14	p-1651	T-18	Ассамалка	к	1.52	0.11	1.01	0.59	0.13	200	110	20	0.086	132	73	13	0.18	
					31.13	1.60	1.02	0.30	3.00	2900	930	220	0.096	93	30	7.1	0.24	
15	p-1651	T-18	Ассамалка	к	21.03	0.83	2.65	0.18	2.28	2000	880	190	0.107	95	42	9.4	0.22	
					0.85	0.13	0.83	0.09	0.09	100	70	20	0.082	116	83	23	0.28	
16	p-1651	T-18	Ассамалка	к	28.90	1.18	1.83	1.56	2.77	2600	1600	350	0.096	100	55	12	0.22	
					13.29	0.92	3.63	0.78	1.33	1700	830	220	0.100	128	62	17	0.27	
17	p-1651	T-18	Ассамалка	к	0.45	0.08	0.73	0.36	0.06	80	100	20	0.13	178	222	44	0.20	

\* к - фосфофосфат, ш - шлам, х - хвосты обогащения

Анализ содержания P, F, Sr и PЗЭ, а также Mg и Fe в ракушняковых фосфоритах бассейна позволяет предположить, что специфические палеографические условия и химический состав воды в палеобассейне создавали благоприятные условия для аномально-массового развития сравнительно бедной и однообразной по составу фауны беззамковых брахиопод.

Фосфоритоносные отложения Прибалтийско-Ладожского бассейна ассоциируют с металлонесными керогенсодержащими алевролитами и аргиллитами черносланцевой формации, они перекрываются глауконитовыми песчаниками, в которых также установлено повышенное содержание P. Простые расчеты свидетельствуют, что доля P, сконцентрированного в месторождениях фосфоритов, определяется первыми процентами от общего P в фосфоритоносных отложениях. Привнос такого количества P в палеобассейн в процессе осадконакопления с поверхностными водами нереален. Трудно предполагать также привнос P и постоянно сопутствующих ему малых элементов по площади в большой, но мелководный палеобассейн с помощью апвеллинга. Геохимические характеристики фосфоритов не противоречат мнению С. Риггс /Riggs, 1980/, предполагавшего существование благоприятных условий для аномально-массового развития беззамковых брахиопод в связи с притоком в палеобассейн обогащенных P, F, Sr, PЗЭ, Fe и др. элементами подводных гидротерм из глубинных источников через трещиноватые зоны платформенной активизации северо-запада Русской платформы в стадии каледонского орогенеза. Одна из таких широких зон каледонской активизации прослеживается в субширотном направлении вдоль южного берега Финского залива от острова Хийумаа на западе через Кохила-Аэгвйду-Ульясте в район Нарвского водохранилища и далее на восток-северо-восток.

В пределах Эстонии она выделяется нарушенностью нормального залегания осадочных пород, нередко водно-гелиевыми аномалиями, а также линеаментами на аэро- и космофотоснимках. В кристаллическом фундаменте она совпадает с Волховской зоной глубинных нарушений и ее продолжением на запад /Карта, ..., 1981/ и в Западной Эстонии подтверждена глубинной сейсмикой /Булин, 1978/. Предполагается, что приток в палеобассейн богатых избранными элементами подводных гидротерм обусловил в палеобассейне не только повышенную концентрацию P, F, Sr, PЗЭ и др. элементов, но и создал относительно кратковременные благоприятные условия для массового развития только узкой группы фауны беззамковых брахио-

Таблица 7

Содержание избранных элементов в неорганической части живого вещества /Vinogradov, 1954/,  
в фосфоритах и в породах формации анортозит-рапакиви

№ п.п.	Элемент	Среднее содержание на неорганич. часть живого вещества, %	Фосфориты месторождения Тоолсе, %			Коэффициент концентрации в створках	Породы формации анортозитрапакиви, %	
			фосруды	фосконцентраты	расчетные содержания в створках		гранитоиды массива Мярьямаа	Габбро массива Сигула
1	P	4,60	4,39	12,31	15,73	3,42	0,15	0,58
2	Ca	32,85	10,62	28,29	36,15	1,10	2,20	5,83
3	Mg	2,63	0,19	0,94	1,17	0,44	0,88	2,65
4	Fe	0,66	0,92	2,33	2,89	4,38	4,10	10,25
5	F	0,033	0,89	2,71	3,36	10,18	n.0.1	0.34
6	Sr	0.131	0.117	0.263	0.326	2.49	0.041	0.101
7	Y	0.0013	0.0145	0.0364	0.0450	34.69	0.008	0.004
8	TR	0.066	0.0666	0.1568	0.1950	-	>0.16	>0.05

под, ракушки которых образованы минералами группы фторапатита. Образовавшиеся палеогеографические условия для жизнедеятельности других широкораспространенных групп нижнесредовикской фауны были неблагоприятны.

Наиболее вероятными источниками гидротерм служили раскрявшиеся в ходе каледонской тектонической активизации северо-запада Русской платформы глубинные источники, генетически связанные с протерозойскими субплатформенными магматическими очагами гранитоидов и габброидов формации анортосит-рапакиви. Это подтверждается совпадением контрастно-повышенной положительной геохимической ассоциации элементов (P, F, Sr PЗЭ и др.) в фосфоритах и интрузивных породах упомянутой формации в Северной Эстонии и Южной Финляндии (табл. 7), а также спектром La (табл. 5).

### Л и т е р а т у р а

- Будин Н. Результаты инструментальных сейсмологических исследований в эпицентральной зоне Осмуссаареского землетрясения // Изв. АН ЭССР. Геология. - 1978. - № 27/3. - С. 96-102.
- Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. - М.: ГУГК, 1980.
- Краткий справочник по геохимии. - М.: Недра, 1977. - 183 с.
- Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах. - М.: Наука, 1974. - 239 с.
- Петерсель В., Минеев Д., Лоог А. О минералогии и геохимии оболовых песчаников и диктионемовых сланцев Северной Эстонии // Уч. зап. Тарт. ун-т. - 1981. - Вып. 561: Труды по геологии. - Т. IX. - С. 30-48.
- Раудсеп Р.В. Литология продуктивной толщи в Раквереском фосфоритоносном районе Эстонской ССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Таллин: ИГ АН ЭССР, 1984. - 28 с.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. - М.: Наука, 1964. - Т. I: Геохимия редких элементов. Лантаноиды. - С. 210-283.
- Фосфатоносные отложения ордовика Прибалтики. - М.: Недра, 1979. - 130 с.
- Altschuler Z., Berman S., Cuttita F. Rare earths in phosphorites - geochemistry and potential recovery // Geol. Surv. Profess. Paper - 1967. - N 575b. - P.
- Riggs S.R. Tectonic model of phosphate genesis // Fertilizer

mineral potential of Asia and the Pacific Honolulu.-  
E-W Resource Syst. Inst., 1980. - P. 159-190.

Vinogradov A. Elementary chemical composition of marine  
organisms. - New Haven, 1954.

#### FLUORINE, STRONTIUM AND RARE-EARTHS IN THE PHOSPHORITES OF RAKVERE PHOSPHORITE DISTRICT

V. Petersell, A. Loog, D. Mineyev,  
O. Petunina

#### S u m m a r y

The distribution of fluorine, strontium and rare-earths in the phosphorites of Rakvere Phosphorite District is presented (Tables 1 - 4).

It has been established that a great part of F, Sr and rare-earths is concentrated into phosphate minerals (Table 5). The share of these elements in the terrigenous part of phosphorites does not affect the regularities of their distribution in phosphorites. The main regularities of distribution are related to both their concentrations in the paleobasin in dissolved state and syngenetic isomorphic displacement in the lattice of phosphate mineral, of which the shells of inarticulated brachiopods consist.

## НЕКАРБОНАТНЫЙ ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПОНЕНТ В САЛДУССКОЙ СВИТЕ СЕВЕРНОЙ ПРИБАЛТИКИ

### А. Ораспыльд

Многолетние исследования /Вийдинг, Ораспыльд, 1972; Ораспыльд, 1975; Вийдинг, Ораспыльд, 1978 и др./ показали, что количество терригенного некарбонатного материала и его гранулометрический состав в разных свитах поркуниского горизонта заметно варьируются. Даже в одной и той же свите его содержание в вертикальном разрезе изменяется.

В салдусской свите, по сравнению с более древней куддигской свитой, терригенный материал является более разнообразным как по гранулометрическому составу, так и по вертикальному распространению разных фракций.

В зернистых обломочных или органогенно-обломочных известняках (пилтенская пачка) роль глинистой примеси ничтожна. Она обычно встречается в виде тонких прослоек мергеля и глинистого известняка в обломочных известняках. Обычной терригенной примесью в породах является песчаный материал, количество которого в разных разрезах, а также в пределах одного разреза изменяется. Наиболее значительные колебания в вертикальном распределении песчаного компонента свойственны именно тем разрезам скважин, которые расположены в узкой полосе северной периферии распространения рассматриваемой свиты (рис. 1). В остальных разрезах количество нерастворимого остатка колеблется от 8,4 до 22 % (среднее содержание 17,2 %). В некоторых скважинах (Каагвере, Лаэва) обломочные известняки содержат еще меньше терригенного некарбонатного компонента. В изученных нами пробах преобладала мелкопесчаная фракция. Среднепесчаный материал обычно имеет подчиненное значение, но в некоторых уровнях разрезов (скв. Отепя) его содержание увеличено. Крупнозернистая песчаная примесь составляет небольшую часть как в породе (обычно менее 0,5 %), так и в нерастворимом остатке.

На самой южной периферии Эстонии - в разрезах скв. Каурула, Хольдре и Абья - заметно повышено содержание песчаного материала. В разрезе скв. Абья в интервале 364,7-365,7 м

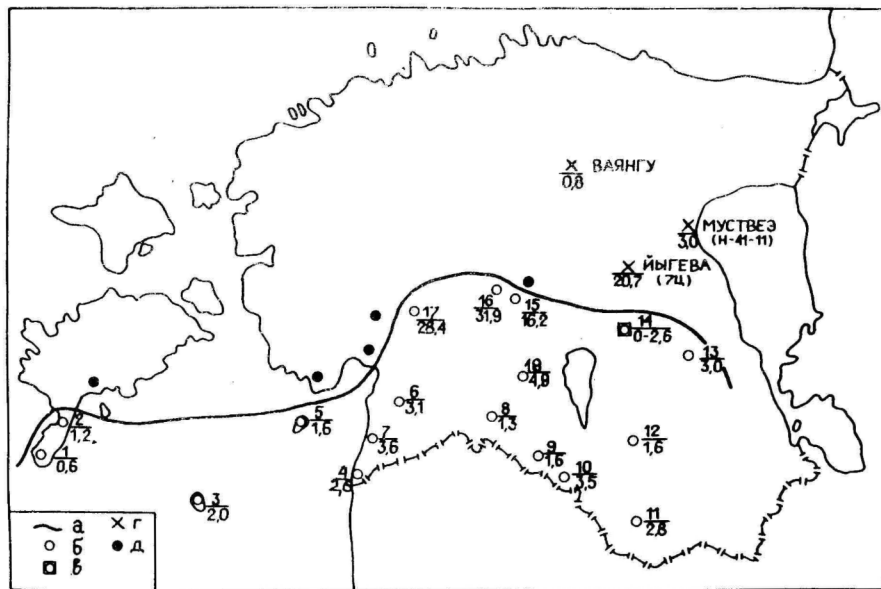


Рис. 1. Схема распространения и мощности салдусской свиты: а) северная граница распространения свиты; б) скважина, в которой установлена салдусская свита; в) скважины в окрестности Лаава; г) скважины, в которых установлены породы свиты вне сплошного распространения свиты; д) скважина, в которой свита отсутствует. Буровые скважины: 1 - Охесааре, 2 - Каугатума, 3 - Рухну, 4 - Икла, 5 - Кихну, 6 - Ристикола, 7 - Хяедемезсте, 8 - Абья, 9 - Таагепера, 10 - Хольдре, 11 - Карула, 12 - Отепя, 13 - Каагвере, 14 - Лаава, 15 - Выхма, 16 - Выхма (Н-40), 17 - Тоотси, 18 - Вильянди.

встречается светло-серый мелкозернистый известковый песчаник. Доломитовый известковый песчаник известен из разреза скв. Хольдре (инт. 431,5-432,05 м). В разрезе скв. Карула в интервалах 317,7-317,8 м и 319,8-320,5 м присутствует песчаный доломит /Ораспыльд, 1975/.

В последнее время нам удалось изучить салдусскую свиту и в разрезе скв. Таагепера (см. рис. 1). Мощность пилтенской пачки в этом разрезе только 0,20 м и содержание нерастворимого остатка в зернистых карбонатных породах колеблется от 28,3 % (в самой нижней части) до 17,1 % (в верхней части). Среднее содержание песчаного компонента - 23,7 %.

В верхней части салдусской свиты (броцесская пачка) размерность некарбонатного терригенного компонента иная. Обычно он представлен тонким терригенным материалом пелитовой и алевроитовой размерности. Соотношения этих фракций колеблются. Даже в том же разрезе вертикально происходит тонкое чередование более глинистых (алевроитовых) прослоек мергеля менее глинистыми мелкообломочными известняками. Примесь песчаного терригенного материала незначительна либо вовсе отсутствует. Песчинки сконцентрированы преимущественно в прослоях (прослойках) мелкообломочных известняков.

В разрезах скважин Тоотси, Вылма (Н-40) и Йыгева (7Ц) салдусская свита представлена, видимо, в наиболее полном виде. Интересным в этих разрезах является вертикальное распределение некарбонатного терригенного компонента и его гранулометрический состав.

В зернистых обломочных известняках разреза скв. Тоотси (инт. 175,0-193,3 м) содержание нерастворимого остатка колеблется, но различные фракции по-разному. Среднее содержание его - 26,6 %. Количество пелита и алевроита в составе пород закономерно низкое и их содержание повышено только в редких глинистых прослоях (рис. 2, А и Б). Колебание количества некарбонатного терригенного материала обусловлено преимущественно колебанием в содержании песчаных фракций. В разных литологических комплексах соотношения фракций меняются. В самом нижнем комплексе (инт. 187,1-193,3 м) преобладают в общем мелко- и среднеспесчаные фракции, а в нижней его половине - даже крупнозернистая фракция. В остальных двух комплексах, несмотря на колебания мелкопесчаной фракции в составе нерастворимого остатка, все же заметно повышение его роли вверх по разрезу, а содержание средне- и крупнозернистых песчаных фракций, наоборот, уменьшается.

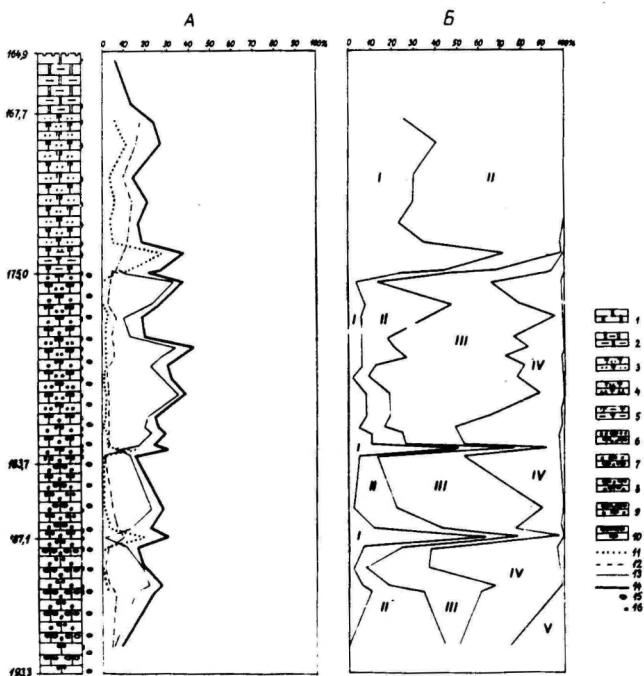


Рис. 2. Некарбонатный терригенный материал в салдусской свите в разрезе скв. Тоотси

Условные обозначения: I - доломит, 2 - глинистый доломит, 3 - алевролитистый доломитовый известняк, 4 - алевролитистоглинистый доломитовый известняк, 5 - глинистый доломитовый известняк, 6 - песчаный псаммитовый обломочный известняк, 7 - то же, но песчанистый, 8 - песчанистый обломочный известняк псефитово-псаммитовой структуры, 9 - песчанистый обломочный известняк псаммитово-псефитовой структуры, 10 - обломочный известняк псаммитово-псефитовой структуры, II - фракция  $< 0,01$  мм; I2 - фракция 0,1-0,01 мм; I3 - песчаная фракция (1,0-0,1 мм); I4 - содержание нерастворимого остатка в породе; I5 - карбонатный оолит; I6 - место взятия образца. А - содержание нерастворимого остатка и его фракций в составе карбонатных пород; Б - содержание фракций в нерастворимом остатке: I - фракция  $< 0,01$  мм; II - фракция 0,1-0,01 мм; III - фракция 0,25-0,1 мм; IV - фракция 0,5-0,25 мм; V - фракция  $> 0,5$  мм

В верхней половине разреза (инт. 164,9-175,0 м) колебание содержания нерастворимого остатка небольшое. Среднее содержание его - 22,5 %. В отличие от нижележащих комплексов в этой части терригенный материал сложен алевроитом и пелитом. Изменение гранулометрического состава на границе между обломочными и микритовыми (илистыми) известняками происходит довольно резко. Только в самой нижней части рассматриваемого комплекса установлено наличие зерен кварца мелкопесчаной размерности.

В разрезе скважины Выхма (Н-40) зернистые обломочные известняки присутствуют только в самой нижней части разреза (рис. 3). В гранулометрическом составе нерастворимого остатка фракции песчаной размерности имеют подчиненное значение (см. рис. 3, А и Б). Но и здесь содержание среднепесчаной фракции закономерно и быстро уменьшается снизу вверх. Остальная часть (инт. 123,0-148,2 м) разреза представлена алевроитистыми доломитовыми и доломитистыми микритовыми известняками. Общее количество глинисто-алевроитового материала в составе пород только немного уменьшается вверх по разрезу, а в гранулометрическом составе повышается роль алевроита (мелкого алевроита).

Буровая скважина Йыгева (7Ц) расположена вне сплошного распространения салдусской свиты (см. рис. 1), но разрез этой скважины напоминает разрезы скв. Выхма (Н-40) и Тестоя. Отличительными признаками разреза скв. Йыгева (7Ц) в интервале 92,7-105,2 м являются более высокое содержание нерастворимого остатка (среднее содержание 36,1 %) в составе пород и ритмическое изменение его количества снизу вверх (рис. 4, А и Б). В этом разрезе содержание пелита и алевроита также низкое и вертикально мало изменяется. Основное изменение количества нерастворимого остатка обусловлено также изменением количества терригенного материала песчаной размерности. В гранулометрическом составе нерастворимого остатка содержание мелкопесчаной фракции наиболее высокое. Среднепесчаная фракция имеет в вертикальном распределении постоянную направленность: несмотря на колебания в содержании нерастворимого остатка, роль этой фракции снизу вверх уменьшается (см. рис. 4). В верхней части разреза в интервале 84,5-92,7 м происходит понижение содержания нерастворимого остатка. Среднее содержание его - 21,8 %. Полностью изменяется гранулометрический состав: присутствуют пелит и алевроит, причем содержание последнего вверх по разрезу несколько увеличивается.

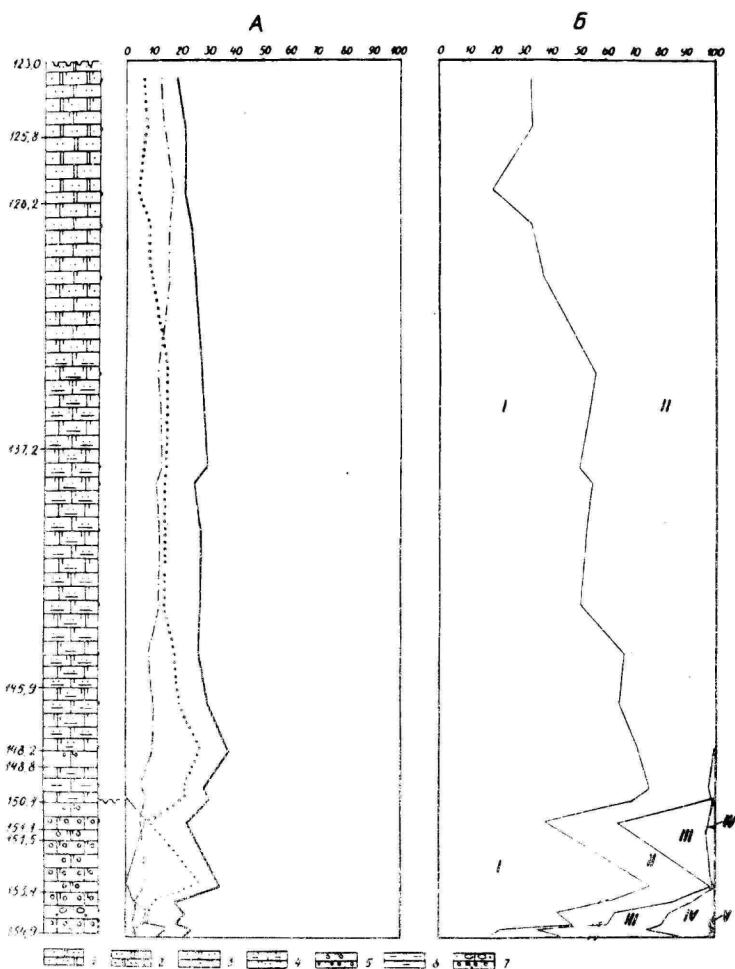


Рис. 3. Некарбонатный терригенный материал  
в салдусской свите в разрезе скв.  
Бьлма (Н-40)

Условные обозначения: (см. и рис. 2): I - алевритистый доломит; 2 - алевритистый известковистый доломит; 3 - алевритистый доломитовый известняк; 4 - алевритисто-глинистый доломитовый известняк; 5 - доломитовый мелкообломочный известняк псаммитовой структуры; 6 - глинистый доломитистый известняк; 7 - песчанистый доломитистый обломочный известняк псевдопсаммитовой структуры.

На юго-западном склоне Пандивереской возвышенности в разрезах некоторых скважин нами установлены породы пилтенского типа салдусской свиты небольшой мощности. С достаточной уверенностью салдусская свита выделена в разрезе скв. Ваянгу (см. рис. 1 и рис. 5). По реликтовым структурам установлено присутствие обломочного известняка псаммитово-псефитовой и псаммитовой структуры. Среднее количество некарбонатного терригенного материала в породе - 33,4 %. Крупнопесчаная фракция присутствует именно в самой нижней части, а не в верхней, как в камарикусской пачке эринасской свиты /см. Вийдинг, Ораспыльд, 1972/. Относительно высокое содержание среднеспесчаной фракции отмечено особенно в нижней части. В пределах остальной части разреза преобладает мелкопесчаная фракция. Нами уже установленная закономерность по распределению терригенного материала средне- и крупнопесчаной размерности послужила одним из аргументов для выделения салдусской свиты в разрезе Ваянгу.

Породы пилтенского типа салдусской свиты встречаются, очевидно, и в разрезе скв. Муствез<sup>‡</sup> (см. рис. 1). Мощность свиты 3 м (инт. 25,0-28,0 м). В нижней части разреза (инт. 26,5-28,0 м) присутствует сильно доломитизированный обломочный песчаный<sup>‡‡</sup> известняк (доломит). Преобладают зерна кварца среднеспесчаной фракции. Диаметр карбонатных обломков достигает 2 см. В средней части разреза (инт. 26,0-26,5 м) встречается алевритистый песчаный (мелкозернистый) микро- и тонкокристаллический известковый доломит. Верхняя часть (инт. 25,0-26,0 м) представлена темно-серым алевритистым песчаным (мелкозернистым) доломитом или алевритистым доломитовым мелкозернистым песчаником. Текстура обычно массивная, местами микрослоистая.

Основная часть песчаной фракции нерастворимого остатка пород салдусской свиты Северной Прибалтики состоит из обломочного кварца, окатанность которого лучше в более крупных размерных фракциях. Легкие аллотогенные минералы мелкопесчаной фракции представлены преимущественно хорошо оказанными зернами кварца и в меньшем количестве - зернами полевых шпатов /Вийдинг, Ораспыльд, 1978/.

<sup>‡</sup>При характеристике разреза использованы также материалы Х. Перенс.

<sup>‡‡</sup>Количество и размеры некарбонатного компонента выяснены при исследовании шлифов.

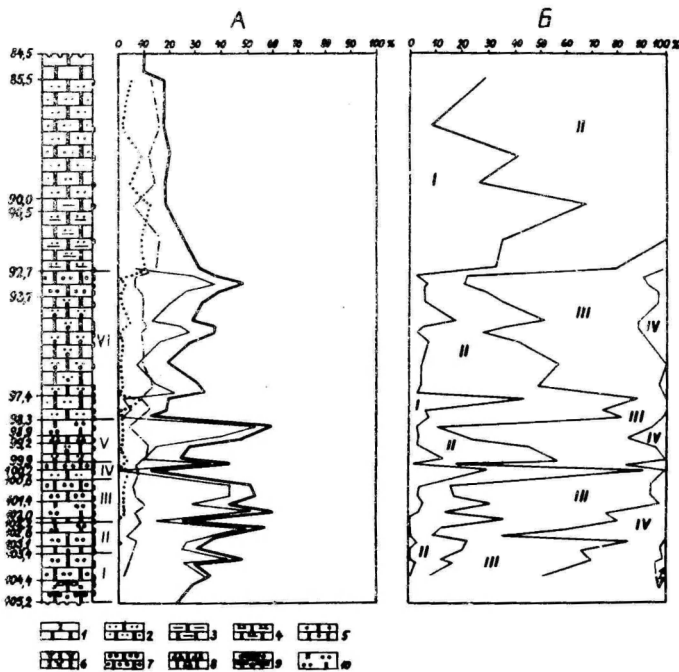


Рис. 4. Некарбонатный материал в салдусской свите в разрезе скв. Йегева (7Ц).

Условные обозначения: I - доломит; 2 - алевролитовый доломит; 3 - глинистый доломит; 4 - алевролитово-глинистый доломит; 5 - песчаный доломит; 6 - алевролитово-песчаный доломит; 7 - песчаный доломит; 8 - алевролитово-песчаный доломит; 9 - песчаный обломочный доломит псефитово-псаммитовой структуры; 10 - доломитовый песчаник. I-VI - ритмы некарбонатного терригенного материала.

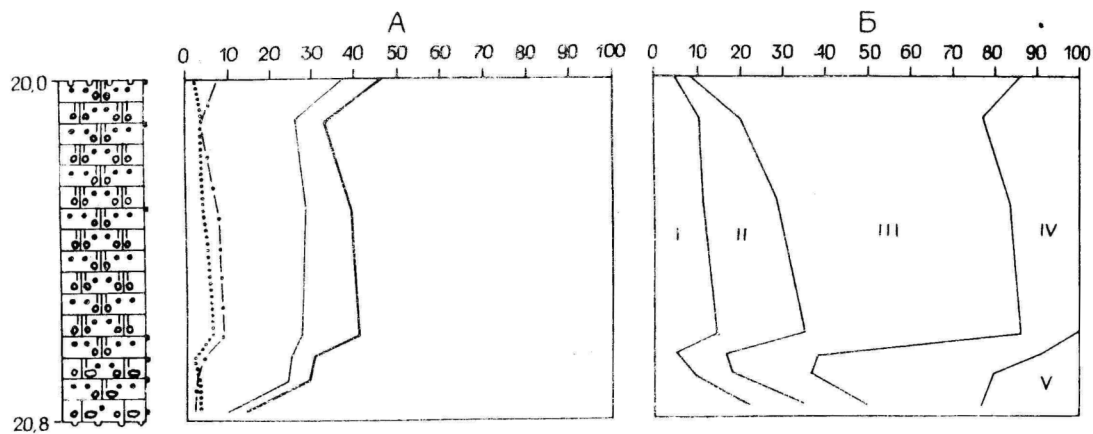


Рис. 5. Некарбонатный терригенный компонент в садусской свите в разрезе скв. Вадугу (27).

Условные обозначения см. на рис. 2.

Минеральный состав алевритовой фракции отличается от состава мелкопесчаной фракции. Среди легких минералов наряду с доминирующим кварцем довольно много зерен полевых шпатов. В распределении последних выяснилась закономерность: в разрезах скв. Тоотси и Вильянди их содержание в среднем не превышает 20 %, в более южных частях Эстонии - 20-30 % и в Латвии - 30-40 %. Исключение составляет верхняя часть салдусской свиты в разрезе скв. Тоотси (гл. 168,0 и гл. 169,1 м), в которой содержание полевых шпатов в легкой фракции превышает 35 %. Флюорит присутствует обычно в виде мелких окатанных, реже кубических кристалликов /Вийдинг, Ораспыльд, 1976/. Вспомним, что рассматриваемый минерал присутствует также (местами даже обильно) в камарикусской пачке эринаской свиты /Вийдинг, Ораспыльд, 1972/. В салдусской свиты этот минерал присутствует исключительно в нижней части свиты в разрезах скв. Вильянди (гл. 280,9 м) и Отепя (гл. 374,9 м). В этих разрезах флюорит является аллотигенным, а в камарикусской пачке - аутигенным /Вийдинг, Ораспыльд, 1976/. Этот факт, по-видимому, подтверждает сделанный нами ранее /Ораспыльд, 1975/ вывод о том, что салдусская свита представляет собой более молодое образование по сравнению с камарикусской пачкой.

Можно предположить, что в предсалдусское время был перерыв в осадконакоплении в Северной Прибалтике и произошел частичный размыв эринаской и кулдигской свит и верхней части пиргусского горизонта, особенно по линии Йггева-Тоотси, где образовались, по-видимому, относительно узкая эрозионная ложбина, в которой в салдусское время накопились зернистые и илестые карбонатные осадки наибольшей мощности.

В первой половине салдусского времени накопились прежде всего карбонатные обломочные отложения разной структуры, некарбонатный терригенный материал песчаной размерности и образовались также многочисленные карбонатные оолиты. Очевидно, названные отложения в Северной Прибалтике накопились в обширных отмельных условиях, как и на территории Латвии /см. Ульст и др., 1982/. Пути привноса терригенного песчаного материала, по-видимому, были разные, но в наибольшем количестве приносился он с северо-востока, с площади распространения камарикусской пачки. Об этом свидетельствует наличие мелких окатанных кристалликов флюорита в нижней части салдусской свиты. В камарикусской пачке, как уже отмечено, этот минерал в виде идиоморфных кристалликов установ-

лен в повышенном количестве в восточной части распространения этой пачки.

Во второй половине салдусского времени условия седиментации в Северной Прибалтике изменились. Очевидно, на довольно обширной территории создались мелководные и более тиховодные полулагунные или даже лагунные условия. Осадки, образующиеся при этом, были по составу, структуре и текстуре разными. Обычно происходило накопление тонких известковых и глинистых (алевритистых) илов, причем относительное количество разных компонентов быстро изменялось. Об этом свидетельствует тонко- и микрослоистая текстура отложений. Происходило и ритмическое образование тонких слоев, из мелкообломочного и сгусткового зернистого карбонатного, а также глинистого материала. Образовались мелкие знаки ряби и трещины усыхания.

#### Л и т е р а т у р а

Вийдинг Х., Ораспыльд А. Литология и минералогия камарикусской пачки поркуниского горизонта//Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. - 1972. - Т. 21, № 3. - С. 245-257.

Вийдинг Х., Ораспыльд А. О литологии и минералогии салдусской свиты (F<sub>II</sub> S) в средней части Прибалтики//Изв. АН ЭССР. Геология. - 1978. - Т. 27, № 4. - С: 120-128.

Ораспыльд А. Литология поркуниского горизонта в Эстонии//Уч. зап./Тарт. ун-т. - 1975. - Вып. 359: Труды по геологии. - Т. УП. - С. 33-71.

Ульст Р.Ж., Гайлите Л.К., Яковлева В.И. Ордовик Латвии. - Рига: Зинатне, 1982. - 294 с.

THE NONCARBONATE TERRIGENOUS COMPONENT OF THE  
SALDUS FORMATION IN THE NORTHERN PART OF EAST BALTIC

A. Oraspõld

S u m m a r y

The noncarbonate component (insoluble residue) in the grained limestone (in the dolomitic limestone) in the Saldus Formation consists mainly of sand with the fine-grained (0,1 - 0,25 mm) fraction dominating. The medium- (0,25 - 0,5 mm) and coarse-grained (>0,5 mm) fractions can be found more seldom. Particularly characteristic to the northern peripheral area of the Saldus Formation is the relatively higher content of the terrigenous sand material. The amount of the medium-grained and coarse-grained sand in the section decreases from below to top (Figs. 2 - 5). The terrigenous component of the upper part of the Saldus Formation is represented by the clay material that consists of aleurite (0,1 - 0,01 mm) and palite (<0,01 mm) fractions. Their relative amount in different sections is modified.

## О ПАЛЕОМАГНЕТИЗМЕ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЭСТОНИИ

Р.Х. Моотсе

Для установления последовательности и синхронности геологических событий в прошлом традиционными являются методы, основанные на закономерном напластовании горных пород в разрезах, на эволюции животного и растительного мира, на распределении естественных радиоактивных элементов. Наряду с ними в последние последние трех десятилетий /Храмов, Гончаров, Комиссарова и др., 1982/ успешно применяется и палеомагнитный метод, основанный на изучении естественной остаточной намагниченности (In) горных пород. Кроме этого, данные, полученные названными методами, в том числе и палеомагнитным, применимы к решению вопросов палеогеографии, поисков месторождений полезных ископаемых и тектоники подвижных литосферных плит.

Каждая из этих групп методов, отдельно взятая, имеет свои достоинства, а также недостатки, связанные с их сутью и проявляющиеся при изучении конкретного геологического объекта. Однако вместе взятые, они дополняют друг друга, и возникшие трудности легче преодолеваются.

Исходя из этих соображений и из того обстоятельства, что палеомагнитным исследованиям в Эстонии не уделялось должного внимания, сделана попытка выяснить пригодность девонских осадочных пород Юго-Восточной Эстонии для палеомагнитных исследований. Исходным материалом послужили ориентированные на север штыфы, отобранные из двух естественных обнажений на р. Пээтри (в Латвии именуемой Мелнупе) и из карьера Йоозу. В первых двух обнажаются пограничные слои пород аматской свиты швантойского горизонта и плявиньской свиты одноименного горизонта нижнего франа верхнего девона. В карьере Йоозу – породы буртниекской свиты одноименного горизонта живецкого яруса среднего девона /Сорокин, 1978; Сорокин, Царская, Савваитова и др., 1981/.

Верхнедевонские породы аматской свиты представлены косослоистыми песчаниками, алевролитами и мелкими прослойками алевритистых глин, породы плявиньской свиты – глинисто-але-

ритистыми доломитами. Данные некоторых определений минерального состава порошков этих пород рентгендифрактометрическим методом приведены в таблице.

Таблица

Результаты количественного определения минерального состава порошков верхнедевонских пород рентгендифрактометрическим методом, полученные в кабинете минералогии ТГУ

П. №	№ образца	Содержание минералов (%)							
		Кв	Дол	Гс	Му, Сер	К	Пшп	Гем	Сид
1.	3-5	24	-	30	30	4	12	-	-
2.	3-9	19	-	13	54	2	11	0,5	-
3.	3-14-3В	8	86	4	-	-	2	-	-
4.	3-14-5	4	88	6	-	-	2	-	-
5.	3-14-6	5	79	14	-	-	2	-	сл.
6.	3-14-8	9	72	16	-	-	3	-	-
7.	3-14-9	7	75	16	-	-	2	сл.	сл.
8.	3-14-10	20	65	10	-	-	4	-	-
9.	3-14-16	13	72	13	-	-	2	-	-
10.	3-14-18	7	70	20	-	-	3	-	-

Кв - кварц; Дол - доломит; Гс - гидрослюда, Му, Сер - мусковит, серицит; К - каолинит; Пшп - полевые шпаты; Гем - гематит; Сид - сидерит; сл - следы.

Среднедевонские породы в разрезе карьера Йоозу представлены серыми тугоплавкими глинами /Куртс, 1975/, а в самой нижней части разреза во время опробования обнаружались мало-мощные прерывистые прослойки светлых известняков.

Залегание всех опробованных пород горизонтальное.

Палеомагнитному исследованию подвергались серые и красноцветные глинистые и глинисто-карбонатные породы как одни из более перспективных /Методика ..., 1979/.

Всего был отобран 41 штуф, из них приготовлено 92 образца в виде кубиков с ребром в 24 мм. Из среднедевонских пород отобрано 4 штуфа, 8 образцов; из верхнедевонских - 37 штуфов, 74 образца. Образцы измерялись парами на астатическом магнитометре в Палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ.

Все образцы прошли временную чистку (метод компенсации с  $\tau = 20$  суток) и термическую чистку при температуре до

180°C (геомагнитное поле компенсировалось с помощью трех пар колец Гельмгольца).

В результате этих чисток было забраковано 39% образцов, куда вошли магнитовязкие (с  $I_{rv} \geq 0,3 I_n$ ), давшие большие погрешности при измерениях ( $\alpha_{65} \geq 20^\circ$ ) и перемагнитненные (угол между направлением намагнитченности после чисток и направлением современного поля был меньше  $20^\circ$ ). Среди забракованных оказались все образцы (8 штук) из среднедевонских пород, модули  $I_n$  которых не превышали  $0,3 \cdot 10^{-3}$  СИ.

Относительно меньше (28 образцов) пострадала в этом отношении часть коллекции из верхнедевонских пород,  $I_n$  которых менялась в пределах  $(0,26; 26,3) \cdot 10^{-3}$  СИ, но были в подавляющем большинстве заметно выше по сравнению с предыдущей.

В конечном счете осталось 28 штучков, представленных 56 образцами. Из них 4 штучка (8 образцов) оказались прямонамагнитненными (N), 24 штучка (48 образцов) — обратномагнитненными (R). При подсчете среднего направления обратномагнитненны образцы менялись на  $180^\circ$ .

Среднее направление для 28 штучков (4N, 24R):  $D = 24^\circ,6$ ;  $I = 43^\circ,2$ ;  $k = 43,7$ ;  $\alpha_{95} = 4,0$ ;  $\varphi_m = 25^\circ,2$ . Для 4 штучков — (4N):  $D = 29^\circ,3$ ;  $I = 45^\circ,2$ . Для 24 штучков — (24R):  $D = 203^\circ,9$ ;  $I = -42^\circ,9$ .

Распределение направлений единичных векторов до и после чисток ( $T = 20$  сут.,  $t^\circ = 180^\circ\text{C}$ ) приведено на рис. 1. Современные координаты (широта и долгота) северного магнитного палеополуса:  $\Phi = 53^\circ,2$ ;  $\Lambda = 167^\circ,5$ . Широта и долгота места отбора:  $\varphi = 57^\circ,5$ ;  $\lambda = 26^\circ,5$ .

Далее часть образцов (16 штучков — 4N, 12R) подвергалась ступенчатой термочистке ( $t^\circ = 250^\circ; 670^\circ\text{C}$ ) с нагревами в течение 1 часа и последующим охлаждением до комнатной температуры. Нагрев образцов парами (один из образцов повернут по отношению к другому на  $180^\circ$  вокруг оси восток-запад) применялся для того, чтобы снизить возможные искажения результатов в случае недокомпенсации поля в термоустановке.

В ходе термочисток наибольшая кучность векторов получена при  $t^\circ = 350^\circ\text{C}$  (рис. 2). Среднее направление для 16 штучков (4N, 12R):  $D = 24^\circ,0$ ;  $I = 44^\circ,4$ ;  $k = 143,3$ ;  $\alpha_{95} = 2,9$ ;  $\varphi_m = 26^\circ,1$ . Для 4 штучков — (4N):  $D = 31^\circ,5$ ;  $I = 42^\circ,3$ . Для 12 штучков — (12R):  $D = 201^\circ,3$ ;  $I = -45^\circ,0$ . Современные координаты северного магнитного палеополуса:  $\Phi = 54^\circ,3$ ;  $\Lambda = 167^\circ,9$ .

При более высоких температурах наблюдается увеличение

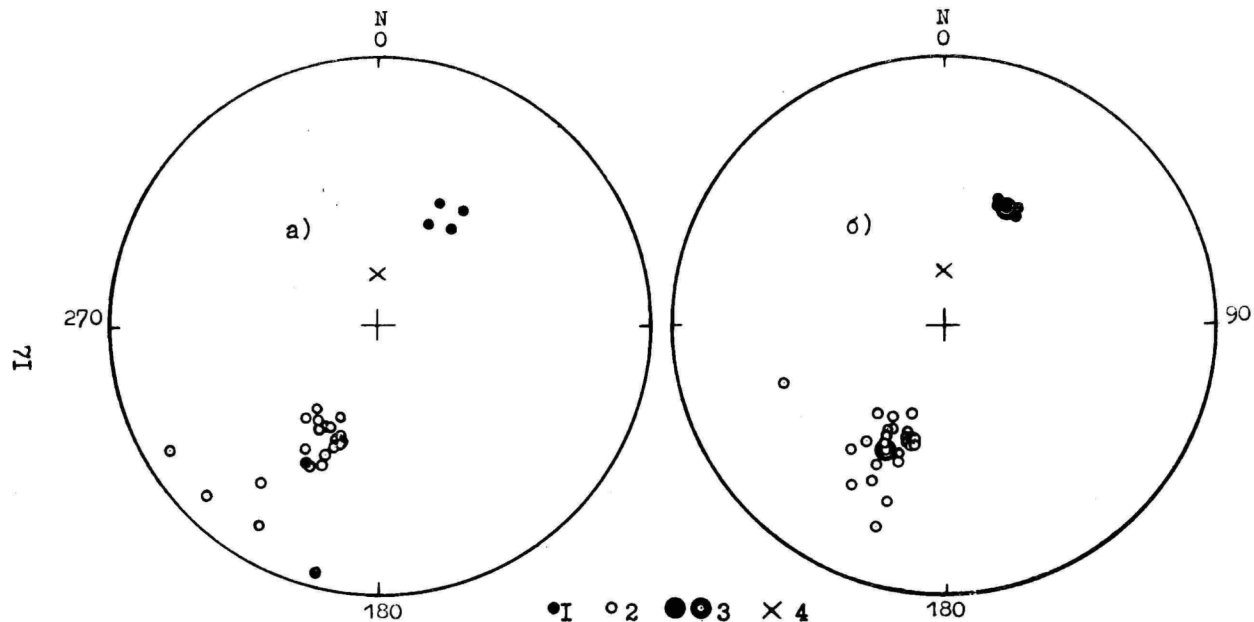


Рис. I Распределение векторов  $I_n$  до чисток (а) и после временной чистки (метод компенсации) и термочистки при  $180^{\circ}\text{C}$  (б) (проекции векторов на нижнюю (1), верхнюю (2) полушеры; проекции средних направлений (3); проекция направления перемagnetивания (4)).

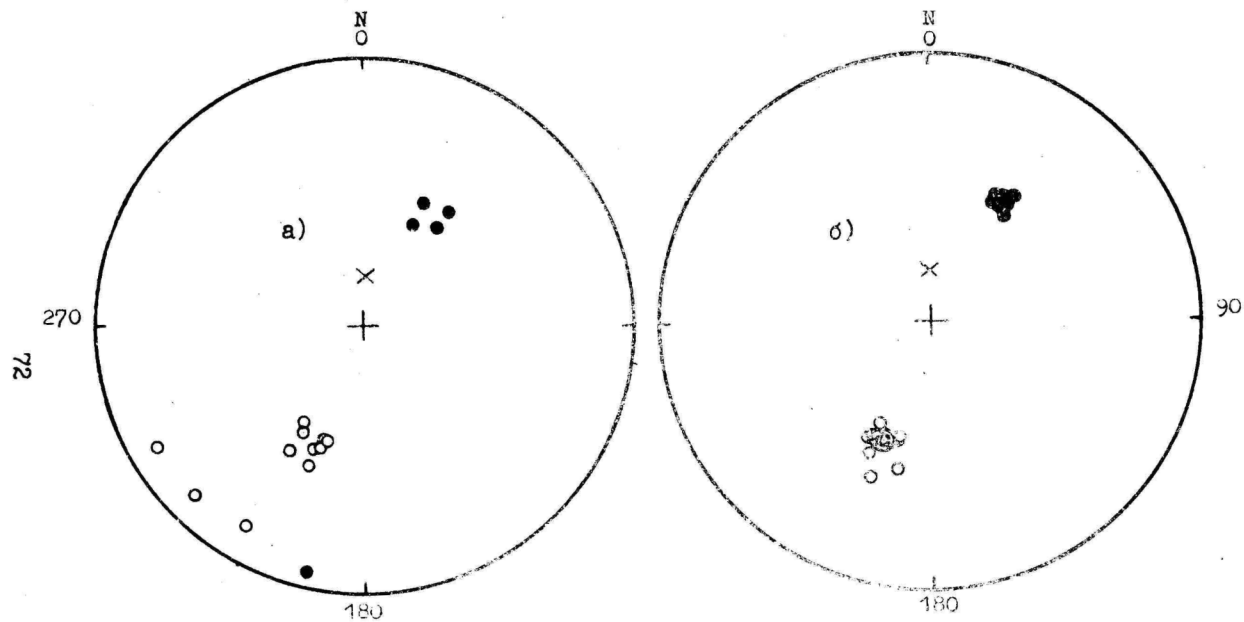


Рис. 2 Распределение векторов  $\Gamma_n$  до чисток (а) и после термочистки при температуре  $300^{\circ}\text{C}$  (б)

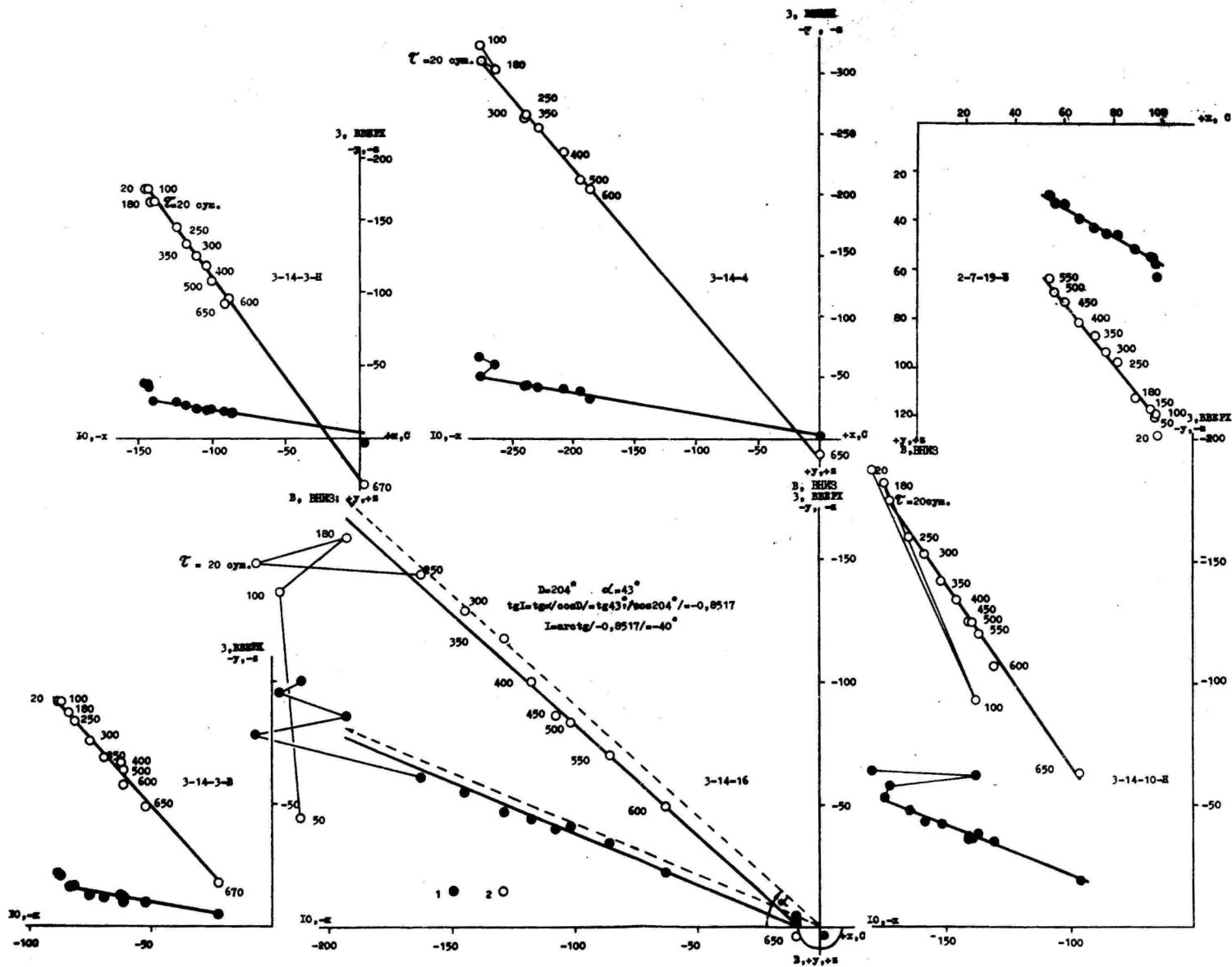


Рис. 3 Диаграммы Сибирского поля (проекции конца вектора  $I_0$ : 1 - в горизонтальной плоскости, 2 - в вертикальной плоскости) построены по результатам термочетов вертикальных порядков. Цифры на диаграммах показывают температуру при термочете; цифры на осях диаграммы - значения составляющих  $I_0$  ( $X, Y, Z$ ) в единицах  $10^{-3}$  Ое

разброса направлений векторов.

Для выявления компонентного состава /Погарская, 1983/ построены диаграммы Зийдервельда, частично представленные на рис. 3. По ним видно, что  $I_D^a$  однокомпонентна для большинства образцов. В некоторых случаях прямые (осреднение методом наименьших квадратов) идут не точно в начало координат, что, по-видимому, является следствием недокомпенсации поля в установке. Менее вероятно, но не исключено, что существует очень незначительный по величине (на пороге чувствительности прибора) высокотемпературный компонент  $I_H$ , направление которого определить невозможно. По конечным высокотемпературным частям осредненных прямых на диаграммах Зийдервельда определены D и I разрушаемых компонентов для каждого из 13 пар (3N, 10R) изученных образцов (см. рис. 3). Среднее направление для них: D = 25°; I = 46°; k = 81,4;  $\alpha_{95} = 4,3$ ;  $\rho_m = 27,8$ ; соответствующий полюс  $\Phi = 55,5$ ;  $\Lambda = 165,0$  - типичный полюс D1.

По окраске пород (фиолетовые, красноватые оттенки) и по характеру кривых разрушения  $I_H$  (при  $t^* = 500^\circ\text{C}$  оставшаяся часть составляет в большинстве случаев более 30% от  $I_H$ ) (см. рис. 5) можно предполагать, что носителем основной части намагниченности пород являются гематит и гидроокислы железа.

Наличие первого подтверждается рентгеноструктурным анализом. В обр. 3-9 (фиолетовая глина) обнаружено 0,5% содержания гематита, а в обр. 3-14-9 (глинистый доломит) его следы (см. табл.). После обработки порошка породы (обр. 3-14-16) 3%-ой соляной кислотой был получен нерастворимый остаток, на рентгендифрактограмме которого четко выделяются рефлексы гематита (рис. 6). В необработанном порошке этого образца не было обнаружено даже его следов.

При просмотре нерастворимого остатка под бинокляром видны в основном комковатые мелкие землистые скопления гематита почти на всех зернах других минералов (кварц, полевые шпаты). В меньшей мере встречаются отдельные землистые агрегаты гематита, а также одиночные округленные плитчатые кристаллы, которые, по всей вероятности, являются аллотипенными.

Из всего вышеизложенного можно сделать заключение, что верхнедевонские породы Юго-Восточной Эстонии в пределах опробованных разновидностей вполне пригодны для палеомагнитных исследований: достаточно высокие значения  $I_H$  (60% образцов имеют  $I_H = (3,26) \cdot 10^{-3}$  СИ); малая магнитная вязкость; двухкомпонентный, в основном, состав  $I_H$ ; вторичная намагничен-

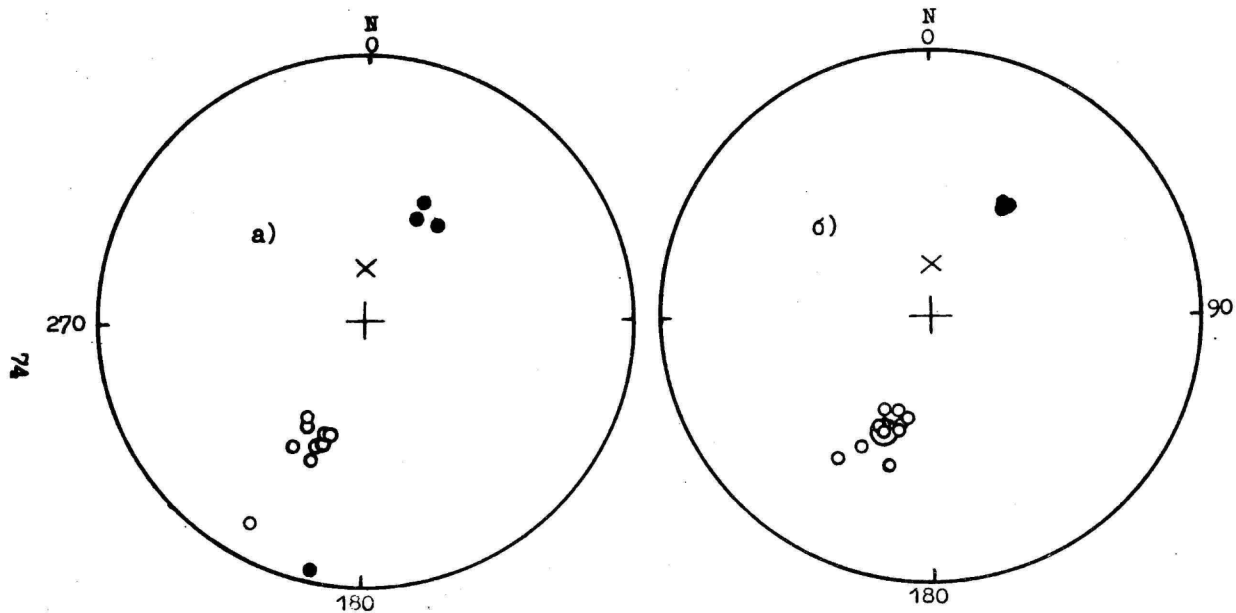


Рис. 4 Распределение направлений  $In$  до  $t^0$ -чистки (а) и распределение направлений разрушаемых высокотемпературных компонентов для этих же пар образцов, снятых с диаграмм Зейдверельда (б)

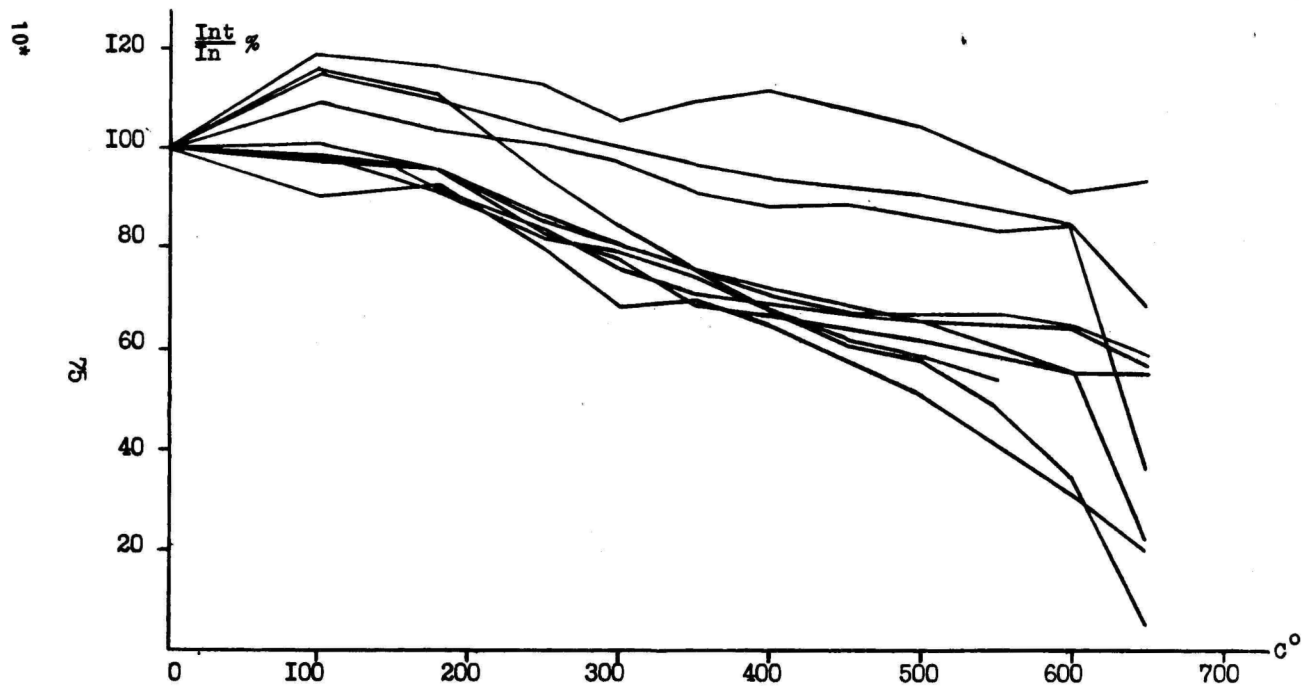


Рис. 5 Кривые разрушения In при термоочистке

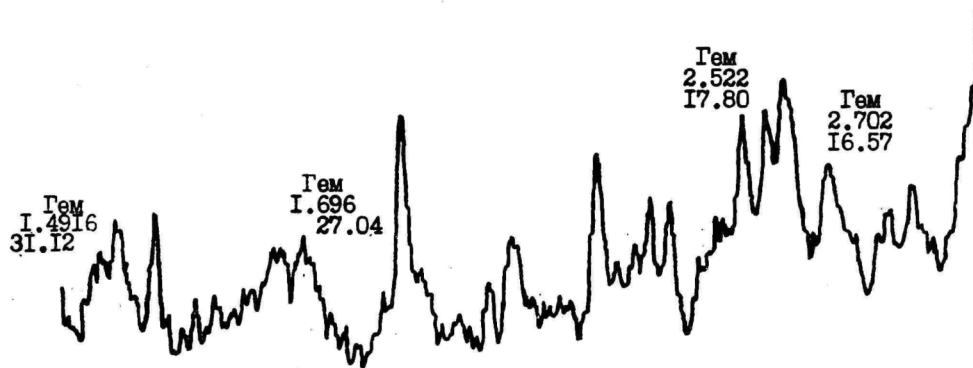


Рис. 6. Рентгendifрактограмма нерастворимого остатка обр.3-14-16  
(УРС - 50 ИМ, Си - анод, Ni - фильтр, 27кV, 11 мА)

ность в большинстве образцов представлена одной современной компонентой.

Выделенная характерная намагниченность, безусловно, древняя ( $I_D^a$ ), химической природы, однако, первичность ее остается недоказанной, хотя имеются некоторые факторы в пользу такого утверждения. В пользу первичности древней намагниченности говорит наличие прямо- и обратномагнитных пород и однокомпонентность  $I_D^a$  в большинстве образцов. Тот факт, что на диаграммах Зийдерверльда в образцах, намагниченных прямо или обратно, не обнаружено компонентов противоположного знака, может означать: время приобретения  $I_D$  не превышало времени существования поля одной и той же полярности.

Для более обоснованного доказательства первичности нужны дополнительные исследования. Например, изучение интрузивной гальки верхнедевонских красноцветов, пород различной литологии, но того же возраста. Очень важной была бы информация о первичности носителей  $I_D^a$ , полученная с помощью петрофизических, оптических и других методов.

Автор выражает глубокую благодарность руководству Палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ за предоставленную возможность использовать оборудование для обработки коллекции, а также всем сотрудникам, особенно И.А. Погарской, за полезные советы при освоении элементарных приемов палеомагнитных исследований и просмотра рукописи данной статьи.

#### Литература

- Курис В.М. Литология и полезные ископаемые терригенного девона Главного поля. - Рига: Зинатне, 1975. - 216 с.
- Методика палеомагнитного изучения красноцветов (на примере отложений верхней перми и нижнего триаса восточных районов Русской плиты). - Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1979. - 132 с.
- Погарская И.А. Исследование компонентного состава древней намагниченности горных пород // Сб. науч. тр. ВНИГРИ. - Ленинград, 1983. - С. 8-17.
- Сорокин В.С. Этапы развития Северо-Запада Русской платформы во франском веке. - Рига: Зинатне, 1978. - 282 с.
- Сорокин В.С., Лярская Л.А., Савваитова Л.С. и др. Девон и карбон Прибалтики. - Рига: Зинатне, 1981. - 502 с.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.М., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. - Л.: Недра, 1982. - 312 с.

ON THE PALEOMAGNETISM OF LATE DEVONIAN SEDIMENTS IN  
SOUTH-EAST ESTONIA

R. Mootse

S u m m a r y

Paleomagnetism of 41 specimens (92 samples) from Mid- to Late Devonian red clay and carbonatic sediments has been studied. These samples were subjected to stepwise thermal demagnetisation from 180° to 670 °C. The characteristic magnetization was found in normal and reverse polarities ( $D = 35^{\circ}3$ ;  $I = 45^{\circ}3$  and  $D = 202^{\circ}0$ ;  $I = -46^{\circ}7$ ) which corresponds to a pole position at  $\Phi = 55^{\circ}5N$ ;  $\Lambda = 165^{\circ}0E$ ;  $k = 81,4$ ;  $\alpha_{95} = 4,3$ ;  $f_m = 27^{\circ}8$ ;  $n = 13$ ; which is near to the pole DI for the Russian Plate.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭСТОНСКОЙ ССР

В.Э. Калм

Изучение петрографического состава обломков имеет перво-степенное значение для определения возможностей использования и генезиса флювиогляциальных отложений. Петрографическим составом гравийно-галечной фракции во многом определяются механическая прочность и морозостойкость отложений /Калм, Мешин, 1983/, а также морфология обломков пород.

Петрографический состав обломков пород определялся в III месторождениях гравийно-галечного материала республики во фракциях 70-40; 40-20; 20-10; 10-5 и 5-2,5 мм по 100-150 штук в каждом.

### Закономерности площадного распределения обломков пород

По всей территории Эстонской ССР преобладающую часть обломков галечной фракции флювиогляциальных отложений дают обнаженные в Северной и Западной Эстонии ордовикские и сидурийские карбонатные породы. Их содержание во флювиогляциальных отложениях колеблется обычно в пределах 75-85%. Общей закономерностью является уменьшение количества карбонатных пород в сторону южных районов республики, то есть в сторону движения ледника (рис. 1). На выходах коренных карбонатных пород содержание обломков местных пород в галечной фракции составляет чаще всего 80-90%. Лишь очень редко, в отложениях, расположенных в непосредственной близости северо-эстонского глинта (Вийтна, Сямя), карбонаты отсутствуют или играют в составе галечника подчиненную роль.

Максимальные содержания карбонатных пород определены в Восточной Эстонии, на северном склоне Пандивереской возвышенности, где наблюдалась особенно интенсивная ледниковая эрозия /Таваст, Раукас, 1982/. Галечные фракции отложений радиальных озов Вао, Соонуга, Каритса и Пийзупи почти полностью (96-99%) сложены обломками карбонатных пород. В Западной Эстонии содержание обломков карбонатных пород составляет

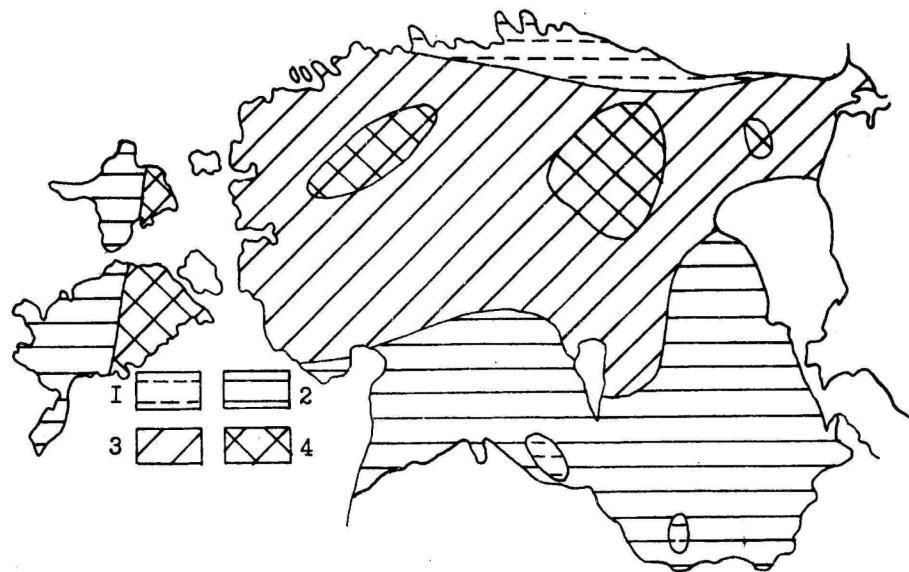


Рис. I. Содержание обломков карбонатных пород во фракции 70 - 100 мм песчано-гравийно-галечных отложений Эстонской ССР. Условные обозначения: I - менее 70% ; 2 - 70-80% ; 3 - 80-90% ; 4 - более 90%.

80-85%. В переработанных водами Балтийского моря флювиогляциальных отложениях Западно-Эстонского архипелага (Вийеристи, Мустьяла, Суурепси, Мяннамаа) содержание карбонатов уменьшено на 5-10% из-за измельчения и истирания их в ходе волновой переработки.

В Южной Эстонии, на выходах девонских песчаников и алевролитов количество карбонатных пород в галечной фракции уменьшено до 70-75%. Максимальные содержания карбонатов здесь определены непосредственно южнее от южных выходов коренных карбонатных пород сидура и наровского горизонта среднего девона (Лаава - 87,5; Ряка - 86; Кукеметса - 78,4%). Богатый карбонатным материалом был и ледниковый язык, который продвигался на юг и юго-восток по Виртсъярвской впадине (Куумани - 80,5; Ару - 81,2; Палупера - 76,5; Кярстна - 76,8%). Отложения озовой системы Сииналику - Лооди - Султси давно известны /Найсен, 1913; Lökene, 1961/ как наиболее карбонатные (карбонатов 73%) на Сакалаской возвышенности. Во флювиогляциальных отложениях Степяской и Хааньяской возвышенности определено по сравнению с прилегающими равнинами 2-4% повышение содержания карбонатного компонента. В пределах Хааньяской возвышенности флювиогляциальные отложения содержат 2-3% обломков верхнедевонских карбонатных пород, которые попадали в рассматриваемые отложения из нижележащих, более древних ледниковых отложений. В некоторых обнажениях флювиогляциальных отложений Южной Эстонии (Вооремяз, Кооза, Корьюсмяз, Абисааре) наблюдается уменьшение содержания карбонатных пород в сторону подошвы гравийно-галечных комплексов. Соответственно понижению содержания карбонатов (от 0,2 до 7,2%) происходит увеличение относительного содержания кристаллических пород или песчаников.

Соотношение известняковых и доломитовых обломков в карбонатном компоненте изменяется в очень больших пределах. Их содержание и соотношение в отложениях Северной и Западной Эстонии предопределены расположением выходов коренных известняков и доломитов. Южнее их коренных выходов некоторую роль играет неодинаковая скорость дробления и истирания рассматриваемых двух типов пород. Максимальные содержания известняков определены в районе севернее линии Лихула - Рапла - Ярва-Яани - Лаэквере - Кохта-Ярве и на острове Хийумаа. В пределах указанной территории, до северо-эстонского глинта, относительно мало выходов коренных доломитов и известковых доломитов /Кийпи, 1983/. Содержание известняковых галек в

отложениях этого района обычно в пределах 80–85%. Доломиты чаще всего отсутствуют (Суурепси, Харду, Яннимаа, Мурасте, Аэгвийду–Паукъярве, Лазила, Кехала, Каритса, Мыдрику, Малева, Лемкюла), местами их содержание доходит до 2–6% (Кеэди-ка, Нурме, Нейтла, Вао, Эбавере) и редко до 10–15% (Каопалу, Саара, Сельмяэ).

Южнее вышеуказанной линии, до выходов девонских пород, значительно возрастает площадь распространения коренных доломитов. В этой зоне содержание известняковых галек понижается до 30–40%, а содержание доломитов возрастает до 40–50%. Максимальные содержания доломитов определены в месторождениях Ийзаку – 80,6; Кылтси – 71,7; Тудулинна – 67,2; Ахекинну – 59,9 и Уссиотса – 57,0%.

В пределах выходов коренных девонских пород соотношение известняковых и доломитовых галек меняется с севера на юг в пользу известняков. Несколько километров южнее широких выходов силурийских доломитов, уже на выходах девонских песчаных пород, встречаются отложения, где среди карбонатного компонента преобладает доломит: Лаэва – 58,6; Ряяка – 48,8%. Богаты обломками доломитов также некоторые флювиогляциальные отложения на Сакалаской возвышенности, Сультси – 47,9; Хеймтали – 32,0; Ремзи – 27,6%. Содержание известняков в галечнике этих районов колеблется в пределах 20–30%. В более южных районах республики содержание известняков доходит уже до 40–45%, а доломитов соответственно уменьшается до 20–25%. Из вышеуказанного можно сделать вывод, что чем длиннее перенос карбонатного материала, тем больше в нем доминирует известняк. Разница в прочности названных двух подтипов карбонатных пород довольно значительная, поскольку обширные выходы доломитов расположены в Средней Эстонии и дальность их переноса в Южную Эстонию в среднем 50–80 км короче, чем у известняков. Низкая прочность доломита подтверждается и данными изучения физико-механических свойств гравийно-галечного материала флювиогляциальных отложений. С повышением содержания доломитовых обломков в крупнообломочных отложениях увеличивается их дробимость при сжатии в цилиндре (Калм, Мешин, 1983/).

Содержание обломков мергеля в крупнообломочных флювиогляциальных отложениях Эстонии лишь в отдельных случаях (Вахенурме – 16,2; Вайасааре – 16,6; Тылда – 14,0; Хеймтали – 13,1; Лаэва – 12,6%) превышает 12%, составляя обычно – 4–7%. В пределах западно-эстонского архипелага и в Северо-Западной

Эстонии содержание мергеля в галечной фракции - 2-4%. В Средней Эстонии, на выходах силурийских мергелистых пород и на южной части Пандивереской возвышенности содержание мергеля повышается до 6-9%. Примерно такое же содержание мергеля сохраняется и в северной части выходов девонских коренных пород. В Южной Эстонии содержание мергелей медленно, но постепенно убывает в южную сторону, составляя, например, на Сакалаской возвышенности 6,7%, на Отепяской - 5,5% и на Ханьянской возвышенности - 4,4% от галечника. Помимо этого, довольно большие количества (6-8%) мергелей определены в южной части Виртсъярвской впадины, а также на окружающих ее склонах возвышенностей, то есть в пределах территории, которая была занята Виртсъярвской ледниковой лопастью.

Относительное содержание во флювиогляциальных отложениях кристаллических (магматических и метаморфических) пород имеет прямую зависимость от степени пополнения отложений обломками местных коренных пород. Недалеко от бровки североэстонского глинта, близ выходов кристаллических пород, их обломки в галечной фракции отложений сильно доминируют, например в Вийтна - 85,6 и в Сями - 70,5%. Основная часть карбонатных галек, захваченная ледниками в этой зоне, перенесена в более южные районы. Среднее содержание кристаллических пород на выходах ордовикских и силурийских пород материковой Эстонии, исключая близглинтовую зону, составляет всего 9-11%. Флювиогляциальные отложения Северо-Западной Эстонии богаче (10-12%) обломками кристаллических пород, нежели аналогичные отложения Северо-Восточной Эстонии (7-8%). Это объясняется частично более интенсивным обогащением флювиогляциальных отложений карбонатными обломками на северном склоне Пандивереской возвышенности. В низменной (западной) части республики местами на повышение содержания кристаллических пород, по-видимому, оказывало свое влияние и разрушительное действие волн Балтийского моря, в результате которого в верхнем слое отложений уменьшалось содержание обломков менее прочных местных пород.

В западных частях островов Хийумаа и Сааремаа, по сравнению с восточными, содержание кристаллических пород повышено в 6-7 раз. Район повышенного содержания кристаллических пород (рис. 2) совпадает с территорией, которая была занята ледниками паливереской стадии во время их максимального распространения. Следовательно, ледники этой стадии были намного больше обогащены обломками кристаллических пород, чем

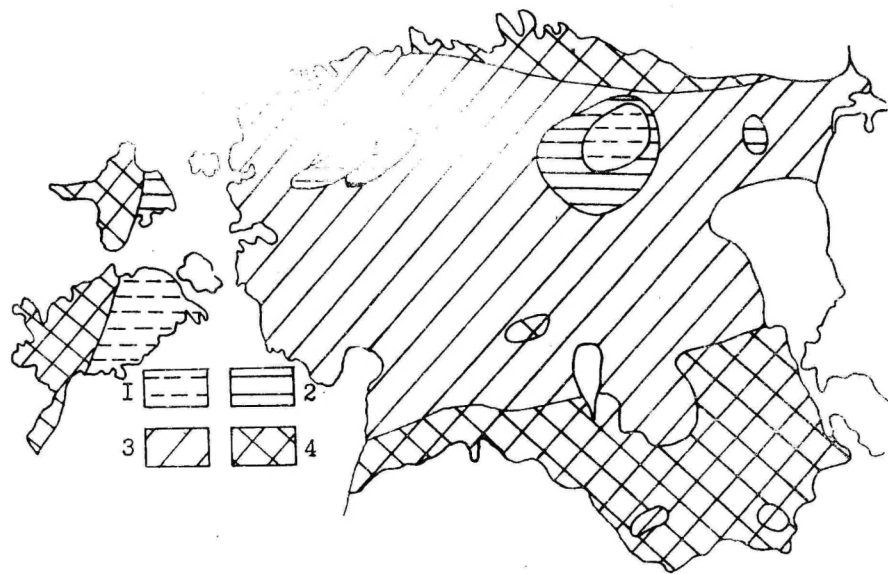


Рис. 2. Содержание обломков кристаллических пород во фракции 70 - 10 мм песчано-гравийно-галечных отложений Эстонской ССР. Условные обозначения: 1 - менее 5% ; 2 - 5-10% ; 3 - 10-20% ; 4 - более 20%.

ледники предыдущей, пандивереской стадии.

В Южной Эстонии содержание кристаллических пород в галечнике флювиогляциальных отложений составляет обычно 20-23%, то есть вдвое больше, чем в Северной Эстонии. На выходах девонских коренных пород, в сторону движения ледника уменьшается абсолютное содержание как карбонатных, так и кристаллических пород, однако первые измельчаются и истираются намного быстрее других. Поскольку обогащение отложений обломками песчаников и алевролитов из-за их низкой прочности невысокое (2-4%), то соответственно возрастает относительное содержание кристаллических пород. Последние составляют на Сакалаской возвышенности в среднем 21,6%, Отепяской - 19,9% и Хааньяской - 21,9% от галечной фракции флювиогляциальных отложений.

Содержание кристаллических метаморфических пород (гнейсы, кристаллические сланцы и др.) и кварцитов уменьшается в надморенных флювиогляциальных отложениях с 3-4% в Северной Эстонии до 1,5-2% в Южной.

Обломки песчаников и алевролитов как кембрийского, так и девонского возраста играют в формировании петрографического состава флювиогляциальных отложений небольшую роль. В Северной Эстонии наибольшее содержание кембрийских песчаников отмечено в галечной фракции отложений Вийтнаского камового поля (14,4%) и Сямиской дельты (12,5%). Несколько десятков километров южнее глинта содержание обломков песчаников уменьшается до 1-2%, а еще дальше они вообще исчезают из отложений (рис. 3).

В пределах выходов коренных девонских пород содержание песчаников и алевролитов во флювиогляциальных отложениях очень неравномерное. Это связано с неодинаковой способностью коренных пород давать обломки галечной размерности и с неравномерной экзарацией пород ледникового ложа. В пределах Сакалаской цокольной возвышенности определено наиболее высокое содержание галек девонских песчаников (Вайасааре - 21,4; Хеймтали - 9,0; Помбре - 8,9%). Среднее содержание девонских пород в изученных отложениях Сакалаской возвышенности составляет 5,2%. Относительно высокое содержание песчаников и алевролитов отмечено местами в равнинных районах Южной Эстонии, например в Соохара - 13,2; Реола - 8,9; Калласте - 8,8; Падупера - 8,5%.

В пределах Отепяской и Хааньяской возвышенностей содержание обломков девонских песчаных пород в среднем соответст-

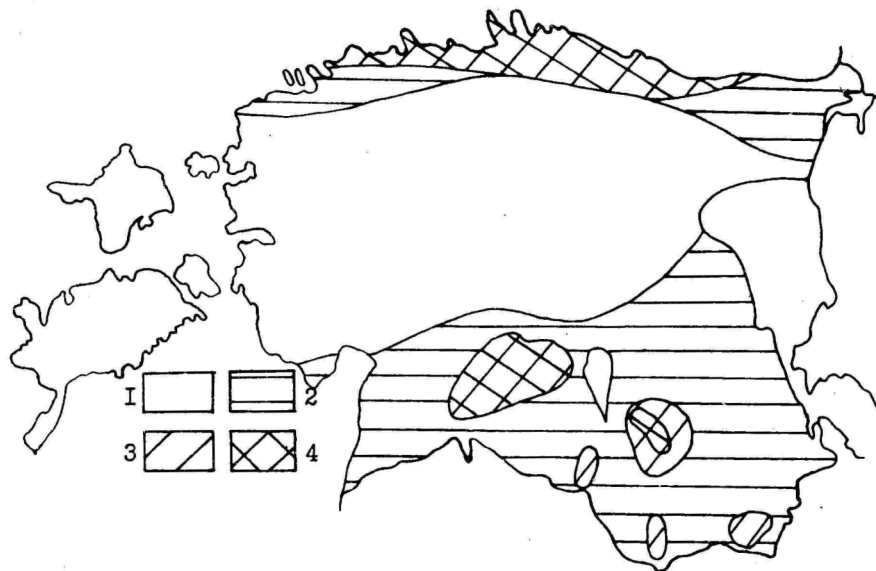


Рис. 3. Содержание обломков песчаников и алевролитов во фракции 70 - 10 мм песчано-гравийно-галечных отложений Эстонской ССР. Условные обозначения: I - 0% ; 2 - до 3% ; 3 - 3-6% ; 4 - более 6%.

венно 4,4 и 2,4%.

Среднее содержание обломков девонских песчаников и алевритов во флювиогляциальных отложениях всей Южной Эстонии составляет 3,5%, в то время как в моренах оно 3,9% /Раукас, 1962/.

Обломки горючих сланцев встречены только в Северо-Восточной Эстонии, а куски диктионемовых сланцев лишь в близглинтовой полосе.

#### Закономерности распределения петрографического состава в гранулометрическом спектре

Закономерное изменение количественных соотношений обломков пород во флювиогляциальных отложениях в зависимости от их размеров отмечалось и изучалось многими авторами /Оргайтис, 1969, 1984; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971; Раукас, 1978; Даниланс, 1973; Königsson, Svantesson, 1975 и др./. Выяснение этих закономерностей имеет важное прикладное значение при прогнозе качества отложений. Распределение петрографического состава в гранулометрическом спектре зависит от многих факторов, среди которых важнейшими являются механическая прочность обломков, дальность переноса обломочного материала, слоистость и трещиноватость обломкообразующих пород /Раукас, 1978/. Все эти факторы отражаются и в данных, полученных при изучении распределения петрографического состава гравийно-галечных фракций (в интервале 70–2,5 мм) флювиогляциальных отложений Эстонии.

На графике распределения карбонатных пород в гранулометрическом спектре вырисовываются две группы кривых распределения (рис. 4 А). Одна группа соответствует образцам из флювиогляциальных отложений Северной Эстонии, вторая группа — образцам из Южной Эстонии. В северо-эстонских флювиогляциальных отложениях характерно постоянное уменьшение содержания карбонатных пород с уменьшением размеров фракции. До фракции 10–5 мм понижение количества обломков карбонатных пород небольшое, местами происходит даже повышение содержания карбонатов. Во фракции мельче 5 мм (частично и 10 мм) наблюдается резкое уменьшение карбонатов, степень которого сохраняется и в более мелких фракциях.

На выходах девонских коренных пород наблюдаются несколько иные закономерности изменения содержания карбонатных пород в гранулометрических фракциях. В отличие от северных

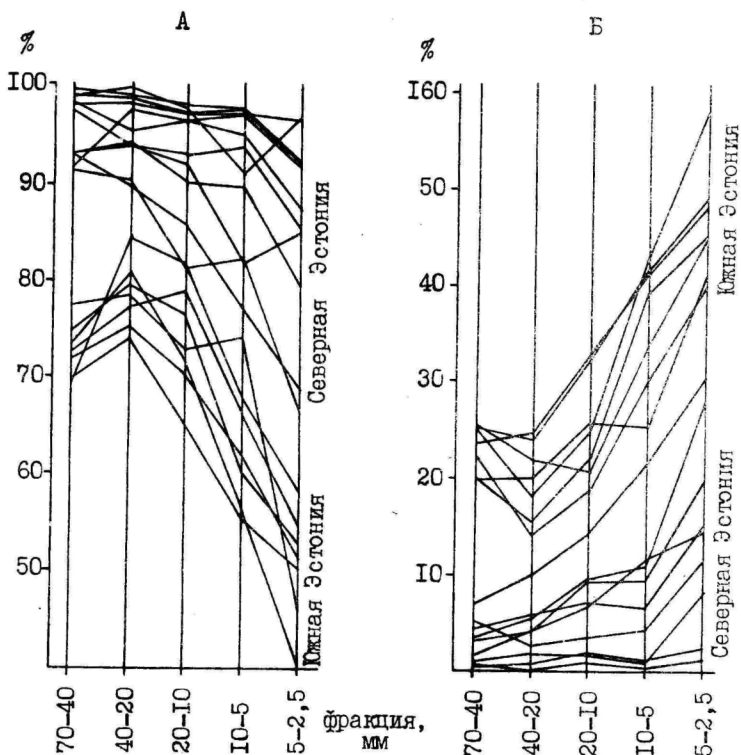


Рис. 4. Характерные кривые распределения содержания обломков карбонатных пород (А) и кристаллических пород (Б) в гранулометрическом спектре песчано-гравийно-галечных флювиогляциальных отложений Эстонской ССР. Примечания "Северная Эстония" и "Южная Эстония" указывают на флювиогляциальные отложения, которые распространены соответственно на выходах карбонатных пород ордовика и силура и на выходах песчаных пород девона.

районов, здесь уменьшено содержание валунов карбонатных пород. В крупно- и среднегалечных фракциях наблюдается относительное увеличение содержания обломков карбонатных пород и максимальное их содержание установлено во фракции 40-20 мм (рис. 4 А). Далее, с уменьшением размеров фракции, резко

понижается содержание карбонатов, которое здесь происходит в среднем быстрее, чем в Северной Эстонии. Кривые распределения обломков карбонатных пород во флювиогляциальных отложениях Южной Эстонии довольно схожи с соответствующими кривыми распределения для флювиогляциальных отложений Латвии /Курш, Лавринович, 1963/ и Литвы /Дргайтис, 1969/.

Наблюдаются некоторые различия в распределении в гранулометрическом спектре известняков и доломитов. Кривые распределения обломков известняков делятся также на две группы, соответствующие отложениям Северной и Южной Эстонии (рис. 5 А). В обоих районах наибольшее количество известняков установлено во фракциях 40-20 и 20-10 мм. Содержание доломитов постоянно уменьшается в сторону более мелких фракций (рис. 5 Б). Из этого выясняется, что повышение содержания карбонатов во фракции 40-20 мм южнее их коренных выходов происходит за счет увеличения содержания известняков на фоне уменьшения количества доломитов.

Наивысшее содержание мергелей сконцентрировано во фракции 40-20 мм. Из-за низкой прочности мергель и мергелистые породы обычно не образуют глыб и валунов. В этом также причина быстрого истирания мергеля в гравийных фракциях, где его содержание уже незначительно.

Кривые распределения кристаллических пород в гранулометрическом спектре являются как бы обращенными изображениями кривых распределения карбонатов (рис. 4 Б). Уменьшению содержания обломков карбонатных пород в сторону мелких фракций соответствует увеличение содержания кристаллического компонента. Количество обломков кристаллических пород повышается также за счет дробления и истирания менее прочных разновидностей пород в ходе переноса исходных гляциальных отложений.

В северо-эстонских флювиогляциальных отложениях повышается содержание кристаллических пород в сторону более мелких фракций по всему гранулометрическому спектру. В Южной Эстонии наименьшее количество обломков кристаллических пород определено во фракции 40-20 мм. В гравийной фракции, а также среди глыб и валунов здесь уже преобладают кристаллические породы.

Количество обломков кристаллических метаморфических пород возрастает до фракции 10-5 мм, ниже которой их содержание заметно уменьшается.

Содержание обломков песчаников и алевролитов и их рас-

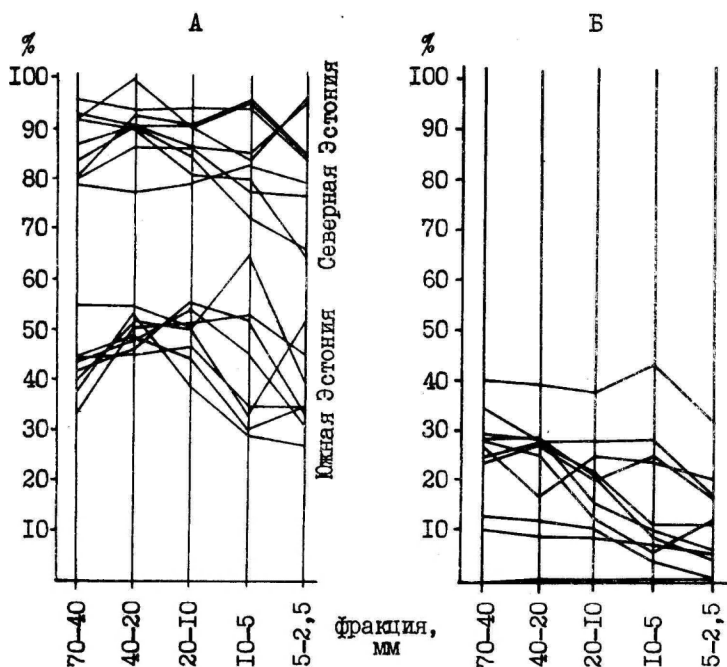


Рис. 5. Характерные кривые распределения содержания обломков известняков (А) и доломитов (Б) в гранулометрическом спектре песчано-гравийно-галечных флювиогляциальных отложений Эстонской ССР.

пределение в отдельных размерных фракциях сильно изменяется. В случае значительного содержания песчаников и алевродитов в галечной фракции, например, в Вийтна, Калласте и Вайасааре, их количество постепенно и быстро уменьшается в сторону мелких фракций. Однако чаще наблюдается тенденция, где на фоне относительно низкого (5-7%) содержания песчаников и алевродитов их максимальное количество сконцентрировано во фракции 40-20 мм. В среднегравийной фракции (5-2,5 мм) их содержание уменьшается до 0,5-1,5%.

В целом можно сказать, что в распределении обломков пород в гранулометрическом спектре отражаются литологические особенности коренных пород ложа. Чем прочнее подстилающие

породы и больше их доля в обломочном материале, тем медленнее возрастает количество эвратических кристаллических пород в сторону мелких фракций. Чем меньше прочность породы, тем быстрее уменьшается содержание ее обломков по мере уменьшения размеров фракции.

### В ы в о д ы

Основными факторами, определяющими состав отложений, являются литологические особенности и расположение выходов коренных пород изучаемой территории. Влияние подстилающих пород на петрографический состав флювиогляциальных отложений происходит через исходные для них морены. Относительное содержание в изученных отложениях различных типов пород во многом зависит от их механической прочности, трещиноватости и степени цементированности, на что указывалось и ранее /Курис, 1962; Раукас, 1974; Оргайтис, 1984/. В ходе ледниковой транспортировки и переноса во флювиогляциальных потоках обломки песчаников полностью уничтожаются и исчезают из галечной фракции уже 20-30 км вконец от коренных выходов. Карбонатные породы более устойчивы, их содержание уменьшается во время переноса галек с Северной Эстонии в южные районы республики всего на 10-15%. Истирание обломков доломита происходит быстрее, чем обломков известняка, но значительно медленнее, чем мергелей.

Поскольку между петрографическим и гранулометрическим составами имеется четкая связь, то петрографический состав отложений в целом во многом зависит от размеров доминирующей гранулометрической фракции.

На формирование петрографического состава флювиогляциальных отложений повлиял также рельеф поверхности коренных пород. Повышенное содержание местных пород в рассматриваемых отложениях на Пандивереской и Сакалаской возвышенностях свидетельствует об интенсивной экскарации проксимальных склонов цокольных возвышенностей коренного ложа. Обогащение флювиогляциальных отложений обломками местных коренных пород было затруднено на аккумулятивных островных возвышенностях Южной Эстонии, которые к позднему плейстоцену были уже покрыты мощным слоем более древних плейстоценовых отложений.

## Литература

- Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. - Рига, 1973. - 312 с.
- Калм В., Мешин А. Физико-механические свойства крупнообломочного материала гравийно-галечных отложений Эстонской ССР // Изв. АН ЭССР. Геология. - 1983. - Т. 32, № 4. - С. 147-156.
- Кийгли Т. О генезисе доломитов ордовика и силура в зоне контакта с покрывающими отложениями девона // Изв. АН ЭССР. Геология. - 1983. - Т. 32, № 3. - С. 110-117.
- Куртс В.М. Петрографический состав гравийных залежей Латвийской ССР // Вопросы четвертичной геологии. - Рига, 1962. - Ч. I. - С. 69-101.
- Куртс В.М., Лавринович М.Г. О содержании обломков карбонатных пород в четвертичных отложениях Латвии и некоторых особенностях солевого состава грунтовых вод // Вопросы четвертичной геологии. - Рига, 1963. - Ч. 2. - С. 97-106.
- Раукас А.В. Закономерности распределения галек в моренах Эстонии // Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук. - 1962. - Т. II, № 2. - С. 140-153.
- Раукас А. О составе и текстурах приледниковых флювиогляциальных отложений Эстонии // Предфронтальные краевые ледниковые образования. - Вильнюс, 1974. - С. 137-145.
- Раукас А. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. - Таллин, 1978. - 310 с.
- Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. - Таллин, 1971. - 226 с.
- Таваст Э., Раукас А. Рельеф коренных пород Эстонии. - Таллин, 1982. - 194 с.
- Юргайтис А.А. Генетические типы и литология песчано-гравийных отложений Литовской ССР. - Вильнюс, 1969. - 173 с.
- Юргайтис А.А. Литогенез флювиогляциальных отложений области последнего материкового оледенения. - М., 1984. - 184 с.
- Hausen H. Materialien zur Kenntnis der Pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern // Fennia, Helsingfors. - 1913. - Bd. 34, N 2. - 181 S.
- Königsson L.-K., Svantesson S.-I. The petrography of gravel

deposits on the island of Gotland in the Baltic // Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. - Stockholm, 1975. - Vol. 97, N 563. - P. 312 - 320.

Lõokene E. Mandrijää servamoodustistest, fluvioglatsiaalsest setetest ja mandrijää taandumisest Sakala kõrgustiku põhja- ja keskosas // Geoloogiline kogumik. (ENSV TA LUS). - Tartu, 1961. - Lk. 84 - 105.

THE PETROGRAPHICAL COMPOSITION OF FLUVIOGLACIAL  
DEPOSITS IN THE ESTONIAN SSR

V. Kalm

S u m m a r y

The petrographical composition of fluvioglacial deposits has been studied in 111 gravel pits all over the Estonian SSR. Analyses were made in five grain-size classes: 70 - 40; 40 - 20; 20 - 10; 10 - 5 and 5 - 2,5 mm.

The greater part of coarse-clastic material of the fluvioglacial deposits on the territory of the Estonian SSR consists of Ordovician and Silurian carbonaceous rocks that crop out in the North and West of Estonia. To the north of these outcrops, in the pre-clint area, the fragments of carbonaceous rocks in fluvioglacial deposits are absent. The amount of carbonaceous rock particles in the investigated deposits decreases towards the South of Estonia. The average content of carbonaceous rocks in pebbly fraction is 80-90 % in North Estonia (without the pre-clint area) and 70-75 % in South Estonia. In the pre-clint area and in the South of Estonia the fluvioglacial deposits were correspondingly enriched with pieces of Cambrian and Devonian sandstones and aleurolites outcropping there. Owing to their low mechanical strength sandstones and aleurolites abrade rapidly during the transport of sediments. The sandstones and aleurolites content in South Estonian fluvioglacial gravels seldom exceeds 12 %, the average content being only 3,5 %. Fragments of crystalline rocks were carried to Estonia by glaciers from Scandinavia and from the bottom of the Baltic. Their average content in pebbly fraction is 70-85 % in the pre-clint area, 9-11 % in the North of Estonia and 20-23 % in the South of Estonia.

The curves of distribution of different rock type fragments in the granulometric spectrum are shown on figures 4A (carbonaceous rocks), 4 (crystalline rocks), 5A (limestones) and 5 (dolomites).

## ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭСТОНСКОЙ ССР

В.Э. Калм

Под макротекстурными признаками флювиогляциальных отложений обычно понимают особенности слоистости, ориентировку удлиненных обломков, гляциотектонических, термокарстовых, солифлюкционных и морозобойных нарушений осадочного комплекса /Раукас, 1974; Лазуков, 1976; Рейнек, Сянгх, 1981; Дргайтис, Микалаускас, Позалавичюс, 1982 и др./. Изучение этих признаков дает ценную информацию для определения условий, места и способов накопления осадочного материала, то есть для выявления генезиса флювиогляциальных образований, а также для палеогеографических реконструкций. Особенно большое диагностическое значение имеет слоистость, которая характеризует различную по гидродинамическим условиям аккумуляции среду. Поскольку косая слоистость свидетельствует о формировании отложения в поступательной среде, мощность ее серий - о скорости, а падение каждого слоя - о направлении течения в данном месте /Ботвинкина, 1965/, то изучению косой слоистости уделено особое внимание. Однако нередки случаи, когда из-за отсутствия в отложениях ясной косой слоистости затруднено восстановление направления течения флювиогляциальных потоков. В таком случае приобретает первостепенное значение изучение ориентировки удлиненных обломков пород в осадке /Калм, Раукас, 1983/. Нарушения первичной слоистости и ориентировки обломочного материала различными вторичными процессами (гляциотектоническими, солифлюкционными, термокарстовыми и др.) дают ценную информацию о ходе дегляциации и о перигляциальных явлениях в изучаемом районе.

### Слоистость

Слоистость флювиогляциальных отложений выражается преимущественно в неодинаковом гранулометрическом составе и сортированностью отложений в соседних слоях и слоях. Слоистость может быть вызвана также различиями в минеральном составе и в окраске смежных слоев. Окраска отложений обус-

ловлена их вещественным составом, который во многом зависит от гранулометрического состава. Поэтому слои с различным гранулометрическим составом осадков обычно отличаются и по цвету. Только диагенетические изменения окраски осадков не совпадают с изменениями их первоначального вещественного и гранулометрического составов. Нередко слоистость или слоеватость образуется в результате одинаковой ориентировки обломочных частиц или их скоплением на определенные уровни в осадочной толще.

Слоистость отложений радиальных озоз отличается неоднородностью и изменчивостью. В разрезе чередуются обычно косо-слоистые и горизонтальнослоистые серии, менее распространены неслоистые комплексы слабосортированного крупнообломочного материала. Мощность отдельных слоев колеблется от нескольких сантиметров до 2-3 метров. В горизонтальном направлении слои имеют форму вытянутых линз. Мощность слоек измеряется обычно сантиметрами. В проксимальных частях радиальных озоз Северной Эстонии (Мяэтагузе, Мыдрику, Каритса, Ангерья) и в так называемых озозых центрах (Лазила, Беккери, Вао) чаще встречаются слои неслоистой смеси флювиогляциального материала. Отложение таких слоев связывается с деятельностью потоков талых вод, перегруженных наносами, и называются оплывинной седиментацией /Ургайтис, Микалаускас, Козапавичюс, 1982/. В крупнообломочных слабо сортированных отложениях слоистость выражается часто лишь в ориентированном расположении галек и валунов или их скоплением на определенные уровни.

Изменением скорости и направления водных потоков обусловлено характерное для отложений радиальных озоз чередование косо- и горизонтальнослоистых слоев или нередко встречаемая перекрестная косая слоистость. В мелкозернистых отложениях дистальной части радиальных озоз часто наблюдается косоволнистая и волнистая слоистость. Ориентировка углов наклона косых слоек в отложениях радиальных озоз одно- или двухнаправленная (перекрестная косая слоистость) и хорошо совпадает с простиранием озозой гряды. Разброс азимутов падения косых слоек в радиальных озозах в среднем меньше, чем в отложениях камов и маргинальных озоз (рис. I, I; I, II; 2, I). Углы падения косых слоек чаще всего составляют 15-30°.

Слоистость отложений озоз маргинальных трещин (внутриледниковых маргинальных озоз) мало отличается от слоистости

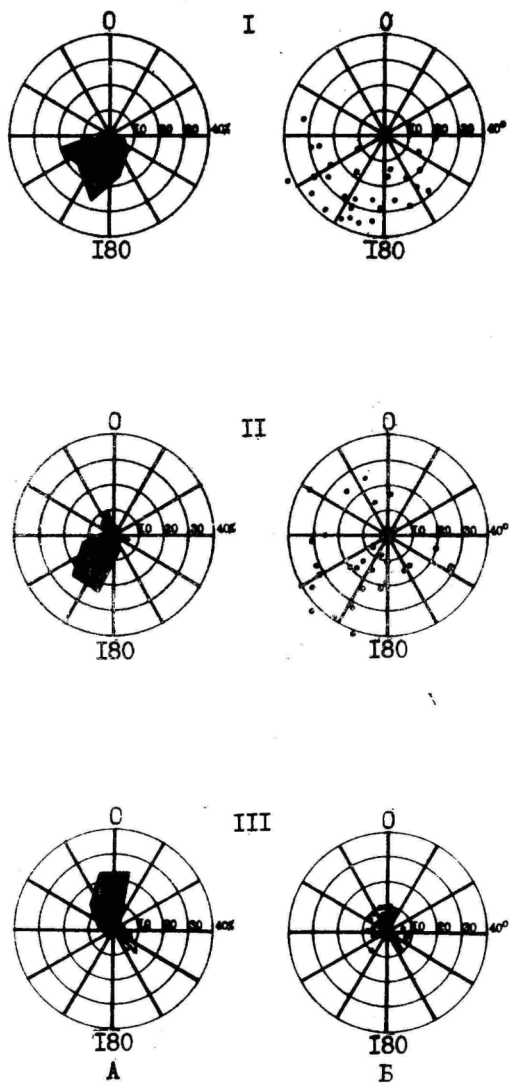


Рис. I. Розы-диаграммы ориентировки косых слоев (А) и круговые диаграммы наклона и ориентировки косых слоев (Б) в отложениях Нымесского радиального оза (I), Каспийского фронтального маргинального оза (II) и Муйкеской флювиогляциальной дельты (III).

радиальных озов. Преобладает косая, реже горизонтальная или косоволнистая слоистость. Часто встречаются и пачки с неслоистыми крупнообломочным материалом.

В слоистых текстурах флювиогляциальных камов отражается частое изменение направления привноса и условий осаждения отложений. Широко распространены косая и горизонтальная слоистость, менее характерны неотчетливо слоистые отложения. В базальных частях камов наблюдаются обычно более мощные (2-3 м) линзы косой слоистости и реже встречается горизонтальная слоистость. В средней и верхней части разреза более распространены горизонтальная и косая средне- и мелколинзовая слоистость. Толщина слоев зависит от гранулометрического состава отложений и наименьшие ее значения (0,3-0,5 см) отмечены в алевритовых слоях. Мощность косых слоев, как правило, увеличивается по мере увеличения мощностей косослоистых линз. Крупные линзы с мелкими слоями песчаных отложений, образовавшиеся в результате действия постоянных длительных потоков, в отложениях флювиокамов нехарактерны.

В зависимости от частого изменения направления привноса осадочного материала ориентировка углов наклона косых слоев в отложениях флювиокамов многонаправленная и их розы-диаграммы получаются широко разбросанными пиками (рис. 2, II и 2, III). Углы падения косых слоев в отложениях камов составляют чаще всего 5-20°.

В отложениях фронтальных маргинальных озов обычно преобладает горизонтальная слоистость, менее распространены косые и косоволнистые типы слоистости. Проксимальная часть фронтальных, с асимметричным поперечным профилем маргинальных озов сложена преимущественно неслоистым или горизонтально-слоистым крупнообломочным материалом. Встречаемые в центральной части мощные косослоистые слои в дистальной части переходят в косые диагональные или косоволнистые смещенные слои. Мощность слоев и слоев колеблется в больших пределах, но почти всегда замечается ее уменьшение в сторону дистальной части оза. Углы падения косых слоев в рассматриваемых отложениях в среднем уступают углам падения косых слоев в радиальных озах и составляют 10-25°. Сказанное говорит о более спокойной, по сравнению с радиальными озами, гидродинамической обстановке при формировании фронтальных образований. Ориентировка углов наклона косых слоев в маргинальных озах менее четкая, чем в отложениях радиальных озов (рис. I, II), но все-таки ясно указывает на главные

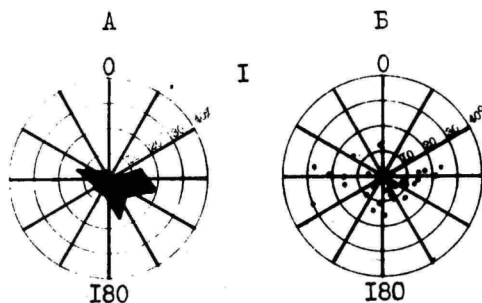


Рис. 2, I. Роза-диаграмма ориентировки косых слоев (А) и круговая диаграмма наклона и ориентировки косых слоев (Б) в отложениях Пюссапалуско-го кама.

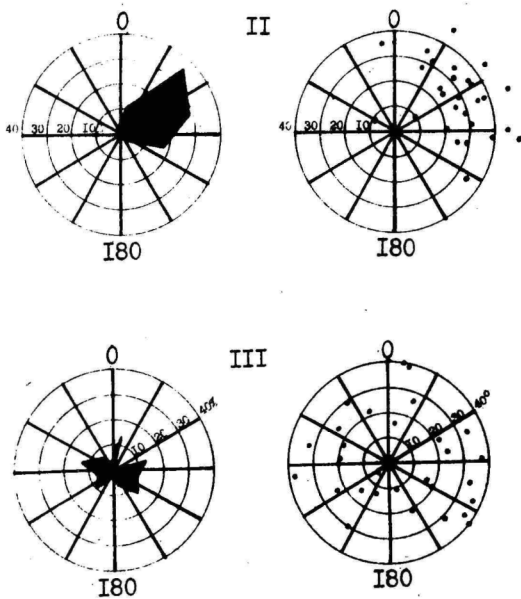


Рис. 2, II и III. Розы-диаграммы ориентировки длинных осей (А) и круговые диаграммы наклона и ориентировки длинных осей обломков пород (Б) в базальных слоях (II) и в приповерхностных слоях (III) Керепялесского кама.

направления течения талых ледниковых вод. Присутствие разнонаправленных пиков на розе-диаграмме свидетельствует о поступлении осадочного материала с разных сторон или о широком блуждании талых вод /Оргайтис, Микалаускас, Козапавичюс, 1982/.

Слоистость отложений флювиогляциальных дельт менее изменчива, чем во внутриледниковых или фронтальных отложениях. Наиболее распространены горизонтальные, косые (диагональные), косоволнистые и волнистые типы слоистости. Отдельные слои здесь относительно выдержанные, причем их мощность с дистальную сторону медленно уменьшается. В крупнообломочных отложениях дельт, например в Потсепа, преобладает косая слоистость, и мощности слоев нередко достигают 2-3 м. Углы падения косых слойков в таких слоях 10-25°. В хорошо сортированных песчаных отложениях дельт встречается однородные мощные (3-4 м) диагонально-косослоистые слои, где они свидетельствуют о длительном и постоянном спокойном привносе осадков. Отдельные слойки в диагонально-косослоистых слоях всегда менее мощные (0,5-3 см), чем в ливново-косослоистых слоях (2-8 см). В дистальных частях дельт косая слоистость постепенно переходит в косоволнистую, волнистую или горизонтальную слоистость. По мере удаления от проксимальной части дельты уменьшаются также мощности косослоистых слоев и углы падения косых слойков, которые обычно не превышают 25°. На диаграмме ориентировки падения косых слойков отложений флювиогляциальных дельт резко выделяется северо-восточное направление течения талых вод (рис. I, III).

В Эстонской ССР в малораспространенных отложениях широков преобладают горизонтальная и косая слоистость, редко встречаются неслоистые пачки гравийно-галечного материала. Чередующиеся в разрезе горизонтальные и косослоистые слои обычно разнозернистые, где посреди мелкозернистых отложений встречаются крупнообломочные горизонтальные прослои гравийно-галечного материала. Мощность отдельных слоев преимущественно не превышает 2-3 м, а мощность слойков в них составляет 1-7 см. Углы падения косых слойков обычно в пределах 10-30°.

#### Ориентировка удлиненных обломков

Горизонтально- или неотчетливо слоистые флювиогляциальные отложения в Эстонской ССР широко распространены и поэтому изучение ориентировки обломков не менее важно, чем изуче-

ние косої слоистости. Необходимо отметить, что в генетически однотипных образованиях ориентировка удлиненных обломков в общих чертах сходна с ориентировкой косої слоистости.

В отложениях радиальных озов длинные оси галек и валунов ориентированы чаще всего параллельно простиранию оза. Резко выраженный пик ориентировки обломков на розе-диаграмме направлен в сторону дистального конца оза. Наклон длинных осей галек направлен преимущественно вниз по течению талых вод ледника, угол падения составляет обычно 10–30°, изредка до 50°. В отдельных случаях, при значительных скоростях потока, наблюдается расположение удлиненных обломков под острым углом к потоку (в озаях Питсаду, Пийзупи), направление которого устанавливается по ориентировке слоистости. В очень крупно-обломочных, слабо сортированных отложениях радиальных озая Севернoй Эстонии однонаправленно ориентированы также плоские известняковые валуны (рис. 3, II). В песчано-гравийных отложениях местами удлиненные гальки расположены длинными осями перпендикулярно простиранию оза, что свидетельствует о переносе их перекачиванием на дне.

В отложениях озая маргинальных трещин, образовавшихся не при свободном стоке в дистальную сторону, ориентировка удлиненных обломков совпадает с простиранием озовой гряды и указывает направление течения талых вод на данном участке трещины.

Ориентировка удлиненных обломков в отложениях флювиогляциальных камов в целом беспорядочна, и роза-диаграмма образуется широкая, с несколькими пиками. Однако в отдельных слоях ориентировка обломков может быть довольно однонаправленной. Часто наблюдается картина, где в базальных слоях камов ориентировка удлиненных обломков более строгая и однонаправленная, чем в верхних, но не дислоцированных оползанием и солифлюкцией слоях (рис. 2, II и III). Это объясняется различиями в гидродинамическом режиме и в направлении потоков между начальным и последующими этапами формирования камов. В виде общей закономерности можно отметить, что чем больше разброс ориентировки обломков в отложениях камов, тем больше варьируют и их углы наклона, которые чаще всего в пределах от 5 до 40°.

В отложениях фронтальных маргинальных озая вариация углов наклона обломков немного больше, а средний угол меньше, чем соответствующие показатели в отложениях радиальных озая. В дистальную сторону оза углы падения обломков уменьшаются,

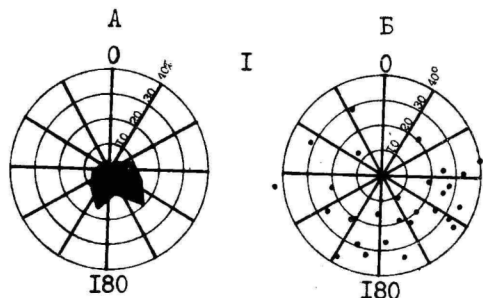


Рис. 3, I. Роза-диаграмма ориентировки длинных осей (А) и круговая диаграмма наклона и ориентировки длинных осей обломков пород (Б) в отложениях Тудулинского фронтального маргинального оза.

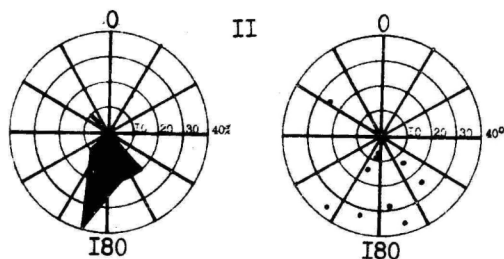


Рис. 3, II. Роза-диаграмма ориентировки длинных осей (А) и круговая диаграмма наклона и ориентировки длинных осей плоских известняковых валунов (Б) в отложениях внутриледникового радиального оза Вао.

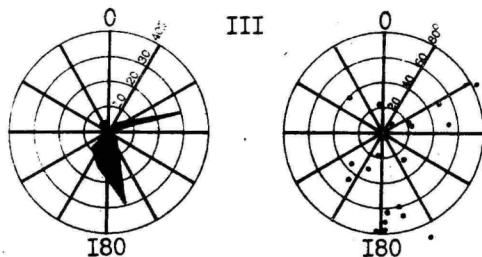


Рис. 3, III. Роза-диаграмма ориентировки направлений падения (А) и круговая диаграмма падения и ориентировки направлений падения плоскостей разрыва (Б) в отложениях Ремзиского задра.

а разброс ориентировки остается прежним или даже увеличивается. В отложениях маргинальных озов, возникновение которых связано с маргинальными долинами (например, Лазваский оз), удлиненные обломки ориентированы вдоль оза.

Приледниковые образования, отложения флювиогляциальных дельт и зандров, характеризуются обычно разбросанными пиками на розе-диаграмме ориентировки галек. В соседних слоях приледниковых отложений ориентировка обломков относительно одобразная. В результате массовых определений элементов залегающих удлиненных обломков во флювиогляциальных отложениях выяснилась определенная закономерность между их ориентировкой и наклоном в осадках, которая наиболее присуща приледниковым образованиям. Она заключается в более одобразной ориентировке длинных осей галек при увеличении угла наклона, который колеблется в пределах от 5 до 50°. Строго ориентированное расположение и большие углы наклона удлиненных обломков характерны для отложений интенсивных водных потоков. Понижение скорости течения и спокойное растекание талых вод обуславливает широкий разброс ориентировки обломков.

#### Деформационные текстуры

Деформационные текстуры возникли во флювиогляциальных отложениях в ходе деградации ледника и после стаивания как окружающих, так и включенных в осадки глыб льда. Реже они вызваны напором вновь активизированного льда. Возникшие текстуры выражаются в разрезе в виде облекающей слоистости, складов, просядок, сбросов и изгибов слоистости. Все они более широко распространены во внутриледниковых и фронтальных образованиях. Благодаря своему образованию вне ледника для приледниковых отложений деформационные текстуры малохарактерны.

В присклоновых частях радиальных озов нередко наблюдаются текстуры оползаний и солифлюкации. Они выражаются в виде облекающей неотчетливой слоистости (Мелева, Мязтагузе, Вао), реже складками оползания. Часто встречаются также просядки и сбросы (Эдру, Аравете, Руйла) с амплитудами до 1 м, обусловленные вытаиванием погребенных льдов. Типичные нарушения напора активного льда в образованиях радиальных озов не установлены /Раукас, Ряжни, Мийдел, 1971/.

Нарушения первичной слоистости наиболее широко распространены в отложениях флювиогляциальных камней Южной Эстонии,

где встречаются все перечисленные выше деформационные текстуры. Следы оползания, как правило, встречаются на склонах образований, где нарушена слоистость и в верхние слои нередко вжата абляционная морена (Копамяэ, Туурамяэ, Сирласоте). Встречающиеся просядки (Скьярля, Копамяэ) небольшие и амплитуда проседания обычно не превышает 1 м. Относительно широко распространены сбросовые нарушения (Сунтси, Тяакси, Марьямяги, Труута), которые также являются результатом таяния погребенных льдов, однако, видимо, более объемистых гайб, по сравнению с теми, которые обусловлены образованием просядков. Сбросовые нарушения распространены локально и редко охватывают всю мощность отложений, их амплитуда проседания не превышает 1,5 м. Плоскости сбросов чаще всего наклонены под углом 60–80°. Глинисто-тектонические нарушения, вызванные повторной подвижкой ледника /Левков, 1981/, встречаются во флювиолакских Эстонии редки. Подобные текстуры обнаружены в камах Сауваку в Средней Эстонии /Раукас, Рихки, Мейдел, 1971/, в камах Соэ и в задрэ Ремзи в Южной Эстонии. В последних случаях в осадках обнаружены раздробленные под давлением обломки карбонатных пород.

Вдоль склонов узких симметричных (внутриледниковых) маргинальных озов часто встречается обнаженная слоистость /Раукас, 1978/. Реже обнаружены оползневые складки и просядки слоев (Нясси, Ййзаку, Лаэва). Вопреки ожиданиям, следы воздействия активного льда в отложениях маргинальных озов Эстонии не встречаются.

Как было отмечено, примедниковые флювиогляциальные отложения меньше всего затронуты постседиментационными процессами. Очень редко обнаружены в отложениях нарушения оползанием слоев (Мянникуская дельта), складки (Муйкеская дельта) или сбросовые нарушения (Ремзиский задрэ).

#### Литература

- Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. — М., 1965. — 260 с.
- Кадм В., Раукас А. К оптимальной методике исследования флювиогляциальных отложений // Изв. АН ЭССР. Геология. — 1983. — Т. 32, № 1. — С. 22–30.

- Лазуков Г.И. Методика полевых исследований новейших отложений // Руководство по изучению новейших отложений. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. - С. 14-41.
- Левков Э.А. Гляциотектоника. - Минск, 1980. - 280 с.
- Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. - Таллин, 1971. - 226.
- Раукас А. О составе и текстурах приледниковых флювиогляциальных отложений Эстонии // Предфронтальные краевые ледниковые образования. - Вильнюс, 1974. - С. 137-145.
- Раукас А. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. - Таллин, 1978. - 310 с.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. - М., 1981. - 439 с.
- Брайтис А.А., Микалаускас А.П., Козапавичус Г.А. Слоистые текстуры флювиогляциальных отложений Прибалтики. - Вильнюс, 1982. - 52 с.

THE STRUCTURAL PECULIARITIES OF FLUVIOGLACIAL  
DEPOSITS IN THE ESTONIAN SSR

V. Kalm

S u m m a r y

Widely spread macrostructures in the fluvioglacial deposits in the Estonian SSR are lamination, orientational locating of particles of sediments and glaciotectonic, thermokarstic, solifluctional and frost-crack deformation features of sediments. The lamination of discussed deposits is the most important feature for the determination of the genetic types of sediments. By combinations of lamination types and orientation of cross-laminated structures or flattened pebbles it is possible to restore sedimentation conditions and directions of melt-water streams. Describing of deformational (or post-sedimentational) structures is necessary for the grounding of paleogeographic conclusions concerning deglacial conditions in the area studied.

Оглавление - Contents

<b><u>Д.Э. Кирс.</u></b> Рентгеновское и оптическое изучение полевых шпатов эстонских раннеплатформенных калиевых гранитов .....	3
<b>J. Kirs.</b> X-ray and optical investigation of feldspars from Estonian early platform potassium granites. Summary .....	19
<b><u>А.Р. Лоог, В.Х. Петерсель.</u></b> Геохимические показатели образования терригенных пород тремадока Эстонии .	20
<b>A. Loog, V. Petersell.</b> Geochemical indicators of terrigenous sediments forming the Tremadoc in Estonia. Summary .....	26
<b><u>В.Х. Петерсель, А.Р. Лоог, Д.А. Минеев, О.И. Петунина.</u></b> Фтор, стронций и редкие земли в фосфоритах Раквереского фосфоритоносного района .....	27
<b>V. Petersell, A. Loog, O. Mineyev, O. Petunina.</b> Fluorine, strontium and rare-earths in the phosphorites of Rakvere Phosphorite District. Summary ..	55
<b><u>А. Ораспльд.</u></b> Некарбонатный терригенный компонент в салдусской свите Северной Прибалтики .....	56
<b>A. Orasplld.</b> The Noncarbonate Terrigenous Component of the Saldus Formation in the Northern part of East Baltic. Summary .....	67
<b><u>Р.Х. Мостсе.</u></b> О палеомагнетизме верхнедевонских осадочных пород Юго-Восточной Эстонии .....	68
<b>R. Mootse.</b> On the paleomagnetism of Late Devonian sediments in South-East Estonia. Summary .....	78
<b><u>В.Э. Калм.</u></b> Петрографический состав флювиогляциальных отложений Эстонской ССР .....	79
<b>V. Kalm.</b> The petrographical composition of fluvio-glacial deposits in the Estonian SSR. Summary ...	94
<b><u>В.Э. Калм.</u></b> Текстурные особенности флювиогляциальных отложений Эстонской ССР .....	95
<b>V. Kalm.</b> The structural peculiarities of fluvio-glacial deposits in the Estonian SSR. Summary .....	105

УДК 549.65I:548.734.I (474:)

РЕНТГЕНОВСКОЕ И ОПТИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ЭСТОНСКИХ РАНИЕПЛАТФОРМЕННЫХ КАЛИЕВЫХ ГРАНИТОВ. Д.Э. Кирс // Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1986. - Вып. 759 : Труды по геологии. - Т. X. - С. 3-19.

Оптическими и дифрактометрическими методами исследовались состав, зональность, двойникование и структурное состояние плагиоклаза и щелочного полевого шпата из 4 массивов порфиroidных раннеплатформенных гранитов Эстонского кристаллического фундамента. Рассматриваемые свойства полевых шпатов отражают как условия кристаллизации этих минералов из гранитного расплава, так и процессы перекристаллизации пород во время остывания массивов.

Рис. - 5; библи. - 24 назв.

УДК 552.52I: 552.5I3/474.2/

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ТРЕМАДОКА ЭСТОНИИ. А.Р. Лоог, В.Х. Петерсэль // Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1986. - Вып. 759 : Труды по геологии. - Т. X. - С. 20-26.

В статье показано индикаторное значение некоторых малых элементов для выяснения условий образования терригенных пород тремадока Эстонии.

Библи. - 5 назв.

УДК 553.643/474.2/

**УТОР, СТРОНИЙ И РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В ФОСФОРИТАХ РАКВЕРЕСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО РАЙОНА.**  
В.Х. Петерсэль, А.Р. Доог, Д.А. Минеев,  
О.И. Петунина // Уч. зап. Тарт. ун-та. -  
1986. - Вып. 759. - С. 27-55.

Детально рассмотрено пространственное и вертикальное распространение P, Sr и редких земель в фосфатосодержащих породах. Предполагается, что приток в палеобассейн богатых элементами подводных гидротерм обусловил не только повышенную концентрацию P, P, Sr, P33 и др. элементов, но и благоприятные условия для массового развития беззачемных брахиопод.

Рис. - 8, табл. - 7, библи. - II назв.

УДК 552.54:551.733.I/474.2/

**НЕКАРБОНАТНЫЙ ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПОНЕНТ В САДУССКОЙ СВИТЕ СЕВЕРНОЙ ПРИБАЛТИКИ.** А. Ораспыльд  
// Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1986. - Вып. 759. -  
С. 56-67.

Некарбонатный терригенный компонент (нерастворимый остаток) представлен в обломочных и органогенно-обломочных известняках нижней части садусской свиты преимущественно песчаным материалом, содержание которого довольно сильно варьируется. В верхней части садусской свиты повышено содержание глинистой примеси, и поэтому эта часть сложена алевролитистыми, алевролитисто-глинистыми известняками и мергелями.

Рис. - 5; библи. - 4 назв.

УДК 550.384:552.5:551.734(474.2)

О ПАЛЕОМАГНЕТИЗМЕ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЭСТОНИИ. Р.Х.Моотсе // Уч. зап. Тарт. ун-та, 1986. - Вып. 759. - С. 68-78.

Приводятся результаты палеомагнитного изучения и рентгеноструктурного анализа глинисто-карбонатных пород плавиньской и швянтской свит по обнажениям р. Пээтри. Выявлен древний компонент естественной остаточной намагниченности химической природы. Полученный палеополос близок в полясам DDI для севера Русской плиты.

Рис. - 6; библ. - 6 назв.

УДК 551.332.24 (474.2)

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭСТОНСКОЙ ССР. В.Э. Калм. // Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1986. - Вып. - 759. - С. 79-94.

В галечной фракции флювиогляциальных отложений Эстонской ССР преобладают (70-90%) обломки коренных ордовикских и силурийских карбонатных пород, обнажающиеся в северной и средней частях республики. В близглинтовой полосе Северной Эстонии и в Южной Эстонии флювиогляциальные отложения содержат 2-17% обломков соответственно кембрийских и девонских песчанников и алевролитов. Содержание в изученных отложениях обломков эрратических кристаллических пород (9-23%) увеличивается в сторону южных районов республики, исключая предглинтовую полосу в Северной Эстонии.

Рис. - 5; библ. - 15 назв.

УДК 651.332.24 (474.2)

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ЭСТОНСКОЙ ССР. В.Э. Калм. //Уч.  
зап. Тарт. ун-та. - 1986. - Вып. 759. -  
С. 95-105.

Охарактеризованы основные макротекстуры, встречаемые в флювиогляциальных отложениях Эстонии - слоистость, ориентировка удлиненных обломков, облегающая слоистость, складки, следы просадок и сбросов. Определена их приуроченность к флювиогляциальным отложениям различного генезиса.

Рис. - 3; библи. - 9 назв.

Ученые записки Тартуского государственного университета.  
Выпуск 759.  
**ЛИТОЛОГИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ПОРОД ЭСТОНИИ.**  
Труды по геологии X.  
На русском языке.  
Резюме на английском языке.  
Тартуский государственный университет.  
СССР, 202400, г.Тарту, ул.Тийги, 18.  
Ответственный редактор Р. Моотсе.  
Корректоры И. Пауска, И. Анжелт.  
Подписано к печати 17.12.1986.  
МВ 08069.  
Формат 6х90/16.  
Бумага писчая.  
Машинпись. Ротапринт.  
Учетно-издательских листов 6,56. Печатных 7,25.  
Тираж 500.  
Заказ № 1084.  
Цена 1 руб.  
Типография ТГУ, СССР, 202400, г.Тарту, ул.Тийги, 78.