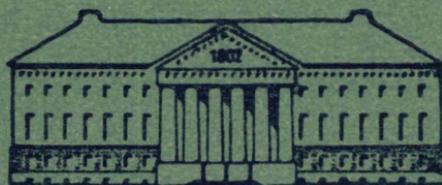


TARTU RIIKLIKU ÜLIKOOLI TOIMETISED
УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ
ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS
ALUSTATUD 1893. a. VIИIK 359 ВЫПУСК ОСНОВАНЫ в 1893 г.

TÕID GEOLOOGIA ALALT
ТРУДЫ ПО ГЕОЛОГИИ
VII



ТАРТУ 1975

ГРАНИТЫ РАПАКИВИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЭСТОНИИ

Т. Кууспалу

ВВЕДЕНИЕ

Глубоким бурением последнего десятилетия в кристаллическом фундаменте Эстонии вскрыты 5 массивов гранитов, относимых к формации гранитов рапакиви. Учитывая большое геолого-петрографическое значение, которое они имеют в расшифровке общей структуры и стратиграфии закрытого кристаллического фундамента, автор попытался систематизировать по возможности полные сведения о гранитах рапакиви Эстонии. В основу данной работы легли петрографические описания керн глубоких буровых скважин и, в меньшей мере, качественная интерпретация геофизических данных. Исследования проводились в тесном сотрудничестве с партией глубинного геологического картирования Управления геологии СМ ЭССР, что значительно способствовало выполнению работы автором. Особо хочется отметить содействие со стороны геологов УГ ЭССР В. Пуура и Х. Коппельмаа и сотрудников Института геологии АН ЭССР Э. Побул и Р. Вахер. Многие аспекты геологии гранитов рапакиви обсуждались с В. Пуура, Д. А. Великославинский, А. Лоог, К. Утсал и Ю. Кирс прочли рукопись и сделали ряд ценных замечаний. При оформлении статьи большую помощь оказала Э. Ууз. Всем им автор приносит глубокую благодарность.

Вопросы распространения и прогнозирования рапакиви

О наличии гранитов рапакиви в кристаллическом фундаменте Эстонии существует несколько предположений. По имеющимся данным первое указание о нахождении гранитов рапакиви на территории Эстонской ССР принадлежит Л. Рюгеру (Rüger, 1923). Он сообщает, что эксплуатационная скважина, пробурен-

ная в 1898/1899 гг. в пос. Азери, в интервале от 162,76 до 194,52 м прошла по гранитам, напоминающим Выборгские граниты рапакиви. Однако констатация Л. Рюгера вызывает сомнение. Во-первых, он не приводит каких-либо доказательств в пользу такого вывода, а лишь ссылается на петрографическое определение другого лица. Во-вторых, пройденная позже в пос. Азери глубокая скважина (скв. 249) вскрыла содержащие магнетит биотитовые плагиогнейсы, пронизанные редкими жилами плагиоклазового гранита. Вероятнее всего, что Л. Рюгер принял за рапакиви позднекинematические микроклиновые граниты, пользующиеся широким распространением в Северной Эстонии.

Малодостоверны также сообщения о находках гранитов рапакиви в эксплуатационных скважинах в гг. Таллине (Варданянц, 1960а и 1960б), Раквере, Кивийэли и пос. Пюсси (Вахер и др., 1964). Эти скважины, пройденные ударным бурением, вскрыли кристаллический фундамент на незначительную мощность, а породы детально петрографически не изучались.

В свете новых данных подлежат переоценке и многочисленные прогнозы рапакиви, сделанные на основе геофизических исследований.

Б. А. Андреев (1958), используя сведения гравиметрического маршрута Х. Хаалька на Финском заливе, провел новую южную границу Выборгского массива рапакиви, присоединяя к массиву большую часть акватории Финского залива и всю береговую часть Северной Эстонии от пос. Азери до г. Таллина.

В 1960—62 гг. вышли в свет первые схематические геологические карты кристаллического фундамента Эстонии, обобщившие результаты комплексных гравиметрических и магнитометрических съемок территории Эстонии, проведенных Институтом геологии АН ЭССР (Полякова и Побул, 1960; Побул, 1962; Полякова, 1960; Maasik, 1961). На этих схемах рапакиви (или «граниты типа рапакиви») занимают обширные площади, главным образом в Северной и Северо-восточной Эстонии. Поля рапакиви оконтуривались, исходя из аналогии с крупными массивами Финляндии, по совпадению минимумов аномалий силы тяжести с отрицательным магнитным полем. Отчасти учитывались упомянутые выше геологические сообщения.

Глубоким бурением последних лет установлено, что эти геофизически выделенные поля рапакиви слагаются в действительности преимущественно сильно мигматизированными немагнитными гнейсами, позднекинematическими (мигматитообразующими) микроклиновыми гранитами и, частично, гнейсовидными гранитами. И, наоборот, вопреки ожиданиям, рапакиви в ряде случаев был обнаружен в гнейсовом, гранито-гнейсовом и эффузивном полях согласно Э. Побул (1962), т. е. в полях, которые характеризуются относительно повышенными или варьирующимися значениями силы тяжести и магнитности.

Таблица 1

Средние плотности рапакиви и микроклиновых гранитов $\frac{\sigma \text{ ср, г/см}^3}{\text{кол-во образцов}}$

| | Карелия | Центральная часть Украинского массива | Русская платформа | Эстонская ССР | | | | |
|-----------------------------------|----------------------|---------------------------------------|-------------------|--|---------------------|-------------------|-------------------|--------------------|
| | | | | Рижский массив | Найссаарский массив | | Эредаский массив | Мярьямааский м-в |
| | | | | Скв. Кингисепи СГ2 | Скв. Мурас-те 115 | Скв. Найссаар 120 | Скв. Эреда 319 | Скв. Ваймйза 302 |
| Рапакиви | $\frac{2,59}{180}$ | $\frac{2,60}{1025}$ | — | $\frac{2,59}{12}$ | $\frac{2,62}{13}$ | $\frac{2,66}{18}$ | $\frac{2,66}{87}$ | $\frac{2,72}{182}$ |
| Аляскитовые микроклиновые граниты | $\frac{2,60}{244}$ | $\frac{2,60}{2060}$ | $\frac{2,57}{34}$ | Чистые аляскитовые разности микроклиновых гранитов дают значения 2,59—2,62 (скважины Вийвиконна, Ульясте), гнейсовидные граниты — 2,62 (скв. Лаанеметса) | | | | |
| Источники сведений | Дортман и др., 1964. | | | Э. Побул и др., 1968. | | | | |

Причины несоответствия геофизических прогнозов с действительностью разнообразны, но главные из них обусловлены недостаточной разработкой критериев выделения массивов рапакиви и конвергенцией физических свойств, различных групп пород.

Во-первых, плотность рапакиви и микроклиновых гранитов (и гнейсовидных гранитов) весьма близки (табл. 1). Имеющиеся по Эстонии данные свидетельствуют даже о большей плотности рапакиви по сравнению с лейкократовыми микроклиновыми гранитами.

Из таблицы видно также, что граниты рапакиви Эстонии отличаются от рапакиви других регионов вообще повышенной плотностью. Очень высокой плотностью выделяются мярьямааские граниты рапакиви, что обусловлено своеобразием минералогического состава этих пород — наличием повышенных количеств темноцветных и акцессорных минералов. Следовательно, минимумы гравитационного поля не могут являться решающим критерием при прогнозировании развития гранитов группы рапакиви.

И. В. Головин указывает (1965, 1966), что массивы рапакиви не всегда сопровождаются протяженными минимумами аномалий силы тяжести, соответствующими по площади размерам массивов; по его данным рапакиви более свойственны небольшие глубокие линейные минимумы, которые соответствуют подводящим каналам интрузий. И. В. Головин выделяет такие минимумы в пределах Найссаарского массива рапакиви, к западу от г. Таллина и к юго-востоку от г. Пярну. Весьма вероятно, что предполагаемый признак позволяет выявить легкие разности рапакиви, но вряд ли даст возможность оконтуривать массивы.

Во-вторых, хотя магнитная восприимчивость гранитов рапакиви обычно низка, но в отдельных случаях она колеблется в широких пределах (табл. 2).

Таблица 2

Средняя магнитная восприимчивость и пределы колебания ее гранитов рапакиви Эстонии (Э. Побул и др., 1968)

| | Рижский массив | Найссаарский массив | | Эреда-ский массив | Мярья-мааский м-в |
|----------------------------|--------------------|---------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | Скв. Кингисепп СГ2 | Скв. Мурасте 115 | Скв. Найссаар 120 | Скв. Эреда 319 | Скв. Ваймыйза 302 |
| \bar{x} р 10^{-6} CGSM | 272 | 0 | 0 | 0 | 4360 |
| кол-во образцов | 10 | 6 | 4 | 40 | 31 |
| \times min | 111 | 0 | 0 | 0 | 65 |
| \times max | 515 | 0 | 0 | 0 | 8370 |

Примечание: 0 в таблице по существу означает величину $\chi < 20, 10^{-6}$ CGSM, являющуюся пределом чувствительности магнитометра. Определение каппаметром этих же проб дало следующие результаты (данные Р. Вахер):

| | Скв. Найссаар 120 | Скв. Эреда 319 |
|---|-------------------|----------------|
| $\frac{\chi \text{ ср. } 10^{-6} \text{ CGSM}}{\text{кол-во образцов}}$ | $\frac{13}{4}$ | $\frac{6}{40}$ |
| $\frac{\chi \text{ min}}{\chi \text{ max}}$ | $\frac{10}{18}$ | $\frac{3}{13}$ |

Следует отметить, что повышенную магнитность рапакиви нельзя, по-видимому, считать особым исключением. Приповерхностное застывание, свойственное рапакиви, в принципе должно способствовать образованию магнетита. Статистически зависимость магнитных свойств гранитоидов от тектонического положения и глубины застывания доказана Д. М. Печерским (1963) для гранитоидов северо-восточных районов СССР.

Повышенная магнитность Кингисеппского и Мярьямааского рапакиви обусловлена присутствием в них магнетита, в первом в виде убогой равномерной вкрапленности, во втором — в варьирующем, иногда в значительном количестве. Таким образом, прогнозирование гранитов рапакиви, базирующееся только на интенсивностных параметрах геофизических полей, встречает серьезные затруднения. Перспективным критерием, существенно дополняющим перечисленные выше критерии, представляется примененный нами анализ осей магнитных аномалий.¹

Как известно из обширной литературы по гранитам рапакиви, массивы их отличаются от площадей развития син- и позднекинематических гранитоидов прежде всего относительной гомогенностью и автономностью. Массивы рапакиви, как правило, имеют четкие и секущие контакты с вмещающими толщами; они не содержат в большом количестве гнейсовых участков, а если таковые и встречаются, то они, как и связанные с рапакиви дифференциаты основного состава, нередко подчиняются внутренней структуре массива. Поздне- и синкинематическим гранитоидам, наоборот, более характерны согласные с вмещающими гнейсами формы залегания, постепенные переходы в окружающие гнейсы и наличие многочисленных «островков» гнейсов, залегающих среди гранитов согласно общей структуре окружающих толщ.

Анализ осей магнитных аномалий с учетом знака и интенсивности магнитного и гравитационного полей позволил нам уверенно оконтурить Эредаский массив рапакиви в Северо-восточной Эстонии, а другие предполагаемые гранитные поля этого района предварительно интерпретировать как области развития микро-

¹ Оси магнитных аномалий проводились по картам-графикам За аэромагнитных съемок среднего и крупного масштабов.

Массивы гранитов рапакиви Эстонии

| Массив | Скважины | Пройденный скважиной интервал, м | Основные типы пород |
|-------------------------|---|----------------------------------|---|
| Рижский (Курземский) | Кингисепс СГ2 Рухну 500 (+ скважины на территории Латвийской ССР) | 543,1—571,5 | гранит-порфир рапакиви |
| | | 784,2—787,6 | „ |
| Найссаарский | Найссаар 120 | 133,4—145,0 | трахитондный гранит рапакиви, частично унакитизированный, жилы унакитового микросиенита |
| Мярьямааский | Мурасте 115 Таллин Р-22 | 177,5—196,0 | порфировидный, частично трахитондный гранит рапакиви |
| | | 135,5—138,6 | порфировидный гранит рапакиви |
| | Ваймыйза 302 | 303,6—525,9 | порфировидный магнетит — содержащий гранит рапакиви, жилы аплита |
| | Ваймыйза 9 | 315,6—330,2 | порфировидный магнетит — содержащий гранит рапакиви |
| Неэмский | Варбола 8 Нисси 5 | 284,0—284,5 | „ |
| | | 249,5—250,2 | „ |
| | Ныэсуу Ф106 Неэме Ф115 Каллавере Ф119 | 139,0—202,0 | порфировидный гранит рапакиви |
| | | 127,0—207,9 | „ |
| Эредаский | Эреда 319 Сомпа 3Н | 160,0—186,0 | „ |
| | | 270,4—350,6 | „ |
| | | 261,1—271,9 | „ |

клиновых гранитов. Интерпретация была проведена весной 1966 г. Глубокие скважины, пройденные позже, вполне подтвердили это.

Показателен также пример массива Мярьямаа. Мярьямааский массив четко оконтуривается уже на аэромагнитной карте съемки среднего масштаба в виде почти округлой в плане интенсивной, но плосковершинной магнитной аномалии. Анализом осей аномалий выявляются элементы автономного строения массива и структурное различие между массивом и вмещающими гнейсомигматитовыми толщами. Следует отметить, что использованные материалы аэромагнитной съемки среднего масштаба являются недостаточно детальными для уверенной структурной интерпретации.

Резюмируя изложенное, необходимо подчеркнуть, что практически во всех предшествовавших схематических картах (Андреев, 1958; Варданыц, 1960а и 1960б; Полякова, 1960; Полякова и Побул, 1960; Побул, 1962; Котлуков и др., 1965; Тихомиров, 1965) площади распространения рапакиви преувеличены или грубо схематичны. Новые данные показывают, что граниты рапакиви в Эстонии пользуются широким распространением, но они образуют преимущественно массивы мелких размеров. Исключение представляет Рижский (Курземский) массив, расположенный на территории Эстонии и Латвии, который по размерам соизмерим с известным Выборгским массивом.

Геологически к настоящему времени установлены 5 массивов гранитов рапакиви, которые разбурены 14 скважинами (табл. 3, рис. 1). Описание их, более или менее детальное в зависимости от степени изученности, дается в следующей главе.

Помимо помещенных в таблице скважин в нескольких случаях встречены породы, принадлежность которых к формации рапакиви твердо не устанавливается. Так, скважиной Колувере 12, расположенной юго-западнее массива Мярьямаа, вскрыт гранитонд, который по набору и характеру породобразующих и акцессорных минералов несколько напоминает гранит рапакиви Мярьямааского массива. Определение затрудняется существенной выветренностью породы.

Кроме того, в скв. Кынпу 300 встречена жила микрогаббронорита, секущая мигматизированные высокоглиноземистые гнейсы и обладающая отчетливыми зонами закалки. Вполне вероятно, что микрогаббронорит относится к формации рапакиви.

Кроме геологически подтвержденных массивов на основе геофизических данных предполагается существование еще ряда небольших массивов. Это массивы в районе пос. Виру-Нигула, северо-западнее и западнее г. Тапа, в окрестностях пос. Кильтси, юго-восточнее г. Пайде и в районе пос. Колга-Яани; северо-западнее массива Мярьямаа как будто намечается второй массив магнитных рапакиви (рис. 1).

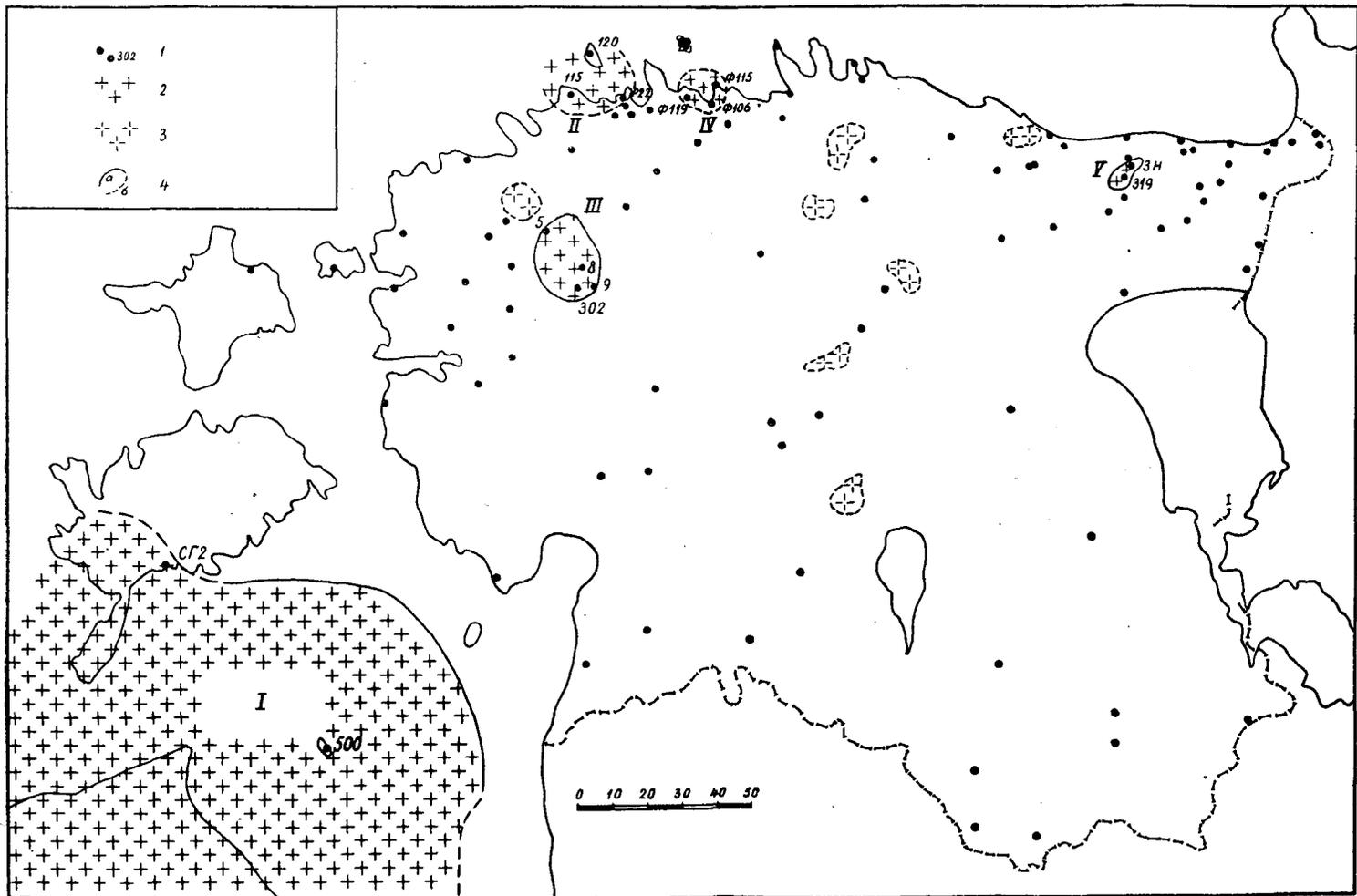


Рис. 1. Схема распространения гранитов рапакиви в кристаллическом фундаменте ЭССР 1 — скважины, достигшие фундамента (по 1969/70 гг.); 2 — граниты рапакиви, вскрытые бурением; 3 — граниты рапакиви, предполагаемые по геофизическим данным; 4 — контуры массивов: а — четко отбивающиеся от геофизическим данным, б — нечетко отбивающиеся по геофизическим данным. Массивы: I — Рижский, II — Найссаарский, III — Мярьямааский, IV — Неэмеский, V — Эредаский.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ МАССИВОВ

Рижский массив (северная часть)

Рижский (Курземский) массив занимает акваторию Рижского залива, включая южную часть острова Сааремаа и Курземский полуостров, располагаясь таким образом на территории как Эстонской, так и Латвийской ССР. Массив выделен уже на схематической карте Э. Побула (1962). С учетом геологических данных он впервые охарактеризован С. Н. Тихомировым (1965). Новые геофизические данные позволяют несколько уточнить контуры массива. Однако и сейчас не все границы одинаково достоверно устанавливаются. В пределах Эстонской ССР четко прослеживаются северо-восточная и восточная границы, которые приурочены к резким градиентам в геофизических полях. На севере граница проводится условно, западная граница не установлена из-за отсутствия детальных геофизических данных.

Недостаточно изучено также внутреннее строение массива. Судя по геофизическим данным, оно является весьма сложным: в общем отрицательном магнитном поле с гравитационными минимумами наблюдаются протяженные участки, характеризующиеся положительными магнитными аномалиями и повышенными значениями силы тяжести. В последней интерпретации геофизических материалов, проведенной сотрудниками Института геологии АН ЭССР Э. Побулом, Р. Вахером и Х. Сильдвез, эти участки истолкованы как поля развития вмещающих рапакиви супра- и инфракрустальных пород. В результате этого массив распадается на ряд мелких массивов. При этом авторы отмечают, что указанные участки могут соответствовать также основным дифференциатам комплекса рапакиви. Нами массив условно рассматривается как единое целое.

В пределах Эстонской ССР Рижский массив разбурен двумя скважинами (Кингисепп СГ2 и Рухну 500). В обеих встречены близкие между собой гранит-порфиры рапакиви. Гранит-порфиры обладают микропегматитовой основной массой; в них встречаются редкие калишпатовые овоиды с плагиоклазовыми оболочками. В структурном и вещественном отношении они имеют до деталей полные аналоги среди гранофилов рапакиви Балтийского щита. К последним относятся гранофиры дна Ботнического залива, описанные П. Эскола и В. Вельтхейм (Eskola, 1928; Veltheim, 1962), а также некоторые микропегматитовые разности рапакиви Аландских островов (Savolahti, 1962).

На территории Латвии (данные А. П. Биркиса) развиты выборгиты, питерлиты и рапакивиобразные граниты. В южной части массива они сменяются комплексом мангеритовых гранитоидов, которые включают многочисленные тела анортозитов и по воз-

расту являются несколько более древними по сравнению с рапакви.

Скв. Кингисепп СГ2. По внешнему виду гранит-порфир (гранофир) скв. Кингисепп — однообразная по всему пройденному интервалу кирпично-красная мелкозернистая порода массивной текстуры. Гранит-порфир характеризуется лейкократовостью, большим содержанием калиевого полевого шпата и постоянным наличием аксессуарных апатита, флюорита, циркона и магнетита (табл. 4).

Приведенный в таблице модальный состав более или менее правильно передает количественные соотношения второстепенных составных частей. Соотношения полевых шпатов более достоверно отражаются в нормативном составе. Вызвано это тем, что плагиоклаз встречается главным образом в виде редких и относительно крупных неравномерно распределенных выделений.

Таблица 4

Количественный минералогический состав (объемн. %%)
гранит-порфира скв. Кингисепп СГ2

| Модальный ² шлиф СГ2-29, глуб. 569,8 м | | Нормативный ³ Средний их химических анализов СГ-28, глуб. 562,2 м и СГ2-28Г, глуб. 569,5 м | |
|--|-------|--|------|
| калишпат | 53,0 | Or | 35,6 |
| кварц | 30,0 | Q | 28,5 |
| плагиоклаз (альбит) | 10,9 | Ab | 25,0 |
| | | An | 4,5 |
| | | } 29,5% Pl с 15% An | |
| хлорит (по биотиту) | 4,8 | Hy | 1,7 |
| кальцит | 0,4 | Ep | 1,3 |
| флюорит | 0,3 | Wo | 0,5 |
| магнетит | } 0,2 | Mt | 1,6 |
| апатит | | Ru | 0,3 |
| циркон | | | |
| лейкоксен | | | |

² Подсчитан на столике Андина.

³ Вычислен из данных химического анализа методом П. Нинггли.

Наиболее существенными чертами гранит-порфира являются его порфировая структура, повсеместное развитие в основной массе микропегматита (вследствие чего породу можно определить также как гранофир) и наличие миароловых пустот. Эти особенности особенно ярко выражены под микроскопом, в то время как невооруженным глазом они рассматриваются с трудом из-за мелкозернистости породы.

Порфиновые вкрапленники величиной в 1—5 мм представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом; они занимают около одной десятой из общего объема породы.

Фенокристаллы калишпата имеют идиоморфно-таблитчатую форму и четкие ограничения, лишь изредка попадаются корродированные вкрапленники (табл. I, рис. 2). Плагиоклазовые вкрапленники обладают большими размерами, состоят из нескольких неделимых и имеют неправильные, извилистые очертания. Полевошпатовые вкрапленники служили ядрами для эвтектической кристаллизации: они всегда окружены оболочками микропегматита, которые, сливаясь, образуют основную массу (табл. I, рис. 1, 2, 3). Встречаются микропегматитовые каймы, в которых калиевый шпат имеет одинаковую с ядром оптическую ориентировку; чаще же калишпат кайм распадается на различно гаснущие участки, секториально разрастающиеся от ядра. Размеры вростков кварца в микропегматите постепенно увеличиваются по мере удаления от полевошпатовых ядер, составляя сотые доли мм на границе с вкрапленниками и 0,3—0,5 мм на периферии. Наиболее крупнозернистые микропегматитовые участки местами переходят в миароловые пустоты (табл. II, рис. 2 и 3). Последние представляют собой мелкие поры, до 1—2 мм в поперечнике, большей частью выполненные кальцитом. На стенках пустот и вросшихся в кальцит наблюдаются идиоморфные кристаллы кварца, флюорита, прозрачного альбита и хлорита. Форма их хорошо прослеживается под биноклем, после растворения кальцита 10%-ной соляной кислотой. Характерно, что кристаллики кварца имеют призматический, низкотемпературный габитус, в отличие от дипирамидального облика более раннего высокотемпературного кварца.

Породообразующие минералы представлены несколькими генерациями.

Калиевый полевой шпат присутствует в двух генерациях. К первой, более ранней, относится калишпат вкрапленников, ко второй — входящий в микропегматит. Калишпат обеих генераций нерешетчатый и пертитовый (пятнистый пертит разложения). Весьма характерно обилие пертитовых вростков плагиоклаза, которые более четко обособлены в калишпате второй генерации. Оптические и рентгенометрические константы (табл. 5) показывают, что калишпат неоднороден и в основном принадлежит к низкому триклинному ортоклазу согласно классификации А. А. Марфунина (1962).

Калишпат, особенно принадлежащий к первой генерации, мутен, интенсивно пигментирован красным дисперсным гематитом и нередко содержит мелкие выделения вторичных кальцита и хлорита. Редкие первичные включения представлены кварцем, плагиоклазом, флюоритом и хлоритом по биотиту. В некоторых кор-

Константы калишпата⁴

| | Δ | 2V |
|---------------------------------|---------------------------------|------------|
| Обр. СГ2-28, глуб. 562,2 м | 0,53; примесь с $\Delta=1,0$ | -79° |
| Обр., шл. СГ2-29, глуб. 569,8 м | 0,57; примесь с $\Delta=1,0$ | -81°; -82° |

⁴ Углы оптических осей 2V измерялись на федоровском столике ортоскопическим методом. Определения рентгеновской триклинности производились в Минералогическом кабинете кафедры геологии ТГУ методом рентгеновского дифрактометра (УРС-50 ИМ) на $\text{CuK}\alpha$ -излучении при скорости счетчика 0,5° в минуту по расщеплению пиков (131) и (131); дифрактограммы сняты К. Утсалом, индицирование проведено автором.

родированных вкрапленниках калишпата наблюдаются вдающиеся в него заливки и включения микропегматита.

Плагноклаз образует либо крупные вкрапленники, состоящие из одного или нескольких таблитчатых кристаллов (первая генерация), либо отдельные зерна или каймы вокруг калишпата в наиболее крупнозернистой части основной массы (вторая генерация, структура рапакиви). Плагноклаз первой генерации содержит антипертитовые пятна калиевого полевого шпата, серицитизирован и альбитизирован. Вкрапленники его обычно окружены оболочкой калишпата (антирапакиви-структура), переходящей затем в микропегматит (табл. II, рис. 1); реже они непосредственно граничат с микропегматитом, образуемым калишпатом и кварцем. Участия плагноклаза в микропегматите, отмеченного С. Н. Тихомировым (1965), нами не наблюдалось.

Плагноклаз основной массы свеж. Он обрывает (частично, по-видимому, замещает) выделения калишпата (табл. II, рис. 3), причем оптическая ориентировка его полностью совпадает с таковой пертитовых вростков. По определениям на федоровском столике плагноклаз обеих генераций sdвойникован преимущественно по альбитовому закону и представлен чистым альбитом (0% An).

Кварц образует по меньшей мере три генерации. Кварц первой генерации — дипирамидальный кварц — встречается в виде идиоморфных четырехугольных или округлых сечений диаметром в 0,1—0,5 мм, которые иногда осложнены бухтообразными ветками микропегматита. Они приурочены к самой мелкозернистой зоне микропегматитовых кайм, на границе их с полевошпатовыми фенокристаллами (табл. I, рис. 3); очень редко дипирамидальный кварц образует самостоятельные ядра, вокруг которых разрастается микропегматит. Кварц второй генерации охватывает

около 90% всего кварца породы и слагает угловатые с прямолинейными ограничениями стерженки-ихтиоглипты в микропегматите. Кварц третьей генерации образует ксеноморфные по отношению к полевым шпатам, но идиоморфные в сторону миароловых пустот выделения, которые вместе с кальцитом, хлоритом и магнетитом заполняют промежутки между ранее образовавшимися кристаллами.

Кроме названных основных генераций кварца, в калишпатовых вкрапленниках встречаются включения его неправильной, ветвящейся формы, соответствующие «вогнутому наружу» кварцу Б. А. Попова (Великославинский, 1953). Они нередко ассоциируются с включениями тонкозернистого микропегматита и возникли, по-видимому, при раскристаллизации захваченных растущим полевым шпатом порций магмы (Savolahti, 1962).

Все виды кварца обладают нормальным погасанием, что свидетельствует об отсутствии позднейших явлений катаклаза.

Хлорит обладает ясным плеохроизмом от темнозеленого или буровато-зеленого по Ng до светло-желтого по Np. Он образует листочки, неравномерно загрязненные тонкой примесью гематита и лейкоксена. Форма, примеси, цвет и повышенные интерференционные окраски указывают, что хлорит преимущественно является продуктом разложения биотита.

В тесной пространственной связи с хлоритом встречаются неправильные выделения флюорита и кальцита, идиоморфные призмы циркона, угловатые кристаллы частично разложившегося

Таблица 6

Порядок кристаллизации минералов в гранит-порфире скв. Кингисепп СГ2

| Место в стадии | Инtratеллурическая крист. | | Кристаллизация на месте интрузии | |
|-----------------|---------------------------------|-------------------------------|----------------------------------|--|
| | Магматическая | | Эпимагматическая | |
| | Надэвтектическая (Вкрапленники) | Эвтектическая (Микропегматит) | (Миароловые пустоты) | |
| плагноклаз | PII | | PII | |
| калишпат | KspI | KspII | | |
| кварц | QI | QII | QIII | |
| биотит и хлорит | | Bi | Chl | |
| циркон | | | | |
| магнетит | | | | |
| флюорит | | | | |
| карбонат | | | | |

магнетита, содержащего пластинки ильменита, и мелкие призмочки апатита. Среди акцессорных минералов наиболее распространен флюорит; циркон обычен; апатит редок.

В структуре гранит-порфира исключительно четко запечатлен ход кристаллизации магмы, который схематически изображен на табл. 6.

Выделяется три главных стадии кристаллизации: магматическая интрателлурическая, магматическая эвтектическая и эпимагматическая.

К интрателлурической стадии (в некоторой мере условно) относятся порфировые вкрапленники плагиоклаза и калишпата. Первым, очевидно, начал кристаллизоваться плагиоклаз: вкрапленники его по размерам несколько раз превосходят вкрапленники калишпата. Через некоторое время к плагиоклазу присоединяется калишпат. В силу каких-то изменений внешних условий (возможно, уменьшение давления при перемещении магмы и связанная с этим потеря летучих), плагиоклаз становится неустойчивым, корродируется и частично замещается калишпатом с образованием «структуры антирапакиви». Калишпат продолжает выделяться до момента занятия магмой камеры интрузии. Учитывая характер фенокристаллов калишпата и химизм породы, можно считать, что калишпат кристаллизовался в основном как надэвтектический компонент. Одновременно с калишпатом в небольшом количестве кристаллизуются биотит и флюорит, наблюдающиеся в виде редких включений в калишпате первой генерации.

Переход ко второй стадии (кристаллизация на месте интрузии) знаменуется наиболее резким изменением условий кристаллизации, в первую очередь, падением температуры. Кристаллизация начинается с выделения кварца первой генерации. Вкрапленники дипирамидального кварца нельзя отнести к интрателлурическим образованиям, так как они практически никогда не выступают в качестве самостоятельных ядер для разрастания микропегматита, что наблюдается у всех без исключения вкрапленников полевых шпатов. Выделения дипирамидального кварца очень мелкие, они приурочены к наиболее мелкозернистым участкам микропегматита и обнаруживают признаки продолжения роста в начале кристаллизации микропегматита. Поэтому они рассматриваются нами как выделения избыточного компонента в новых, измененных условиях кристаллизации.

Основное содержание второй стадии составляет следующая за кварцем эвтектическая кристаллизация калишпата и кварца с образованием микропегматитовой основной массы, слагающей около 85% всего объема породы. В небольшом количестве второстепенные и акцессорные минералы кристаллизуются в эту стадию, особенно в ее заключительной части (табл. 6).

В целом, вторая стадия — стадия быстрой и высокотемпературной кристаллизации. Зарождение дипирамидального кварца в немногих центрах кристаллизации и тонкозернистое строение микропегматитовой массы возле полевошпатовых ядер указывают на состояние переохлаждения в момент интрузии и, возможно, на потерю летучих компонентов. По мере выделения микропегматита режим кристаллизации стабилизируется; начинается накопление летучих, выражающееся в прогрессивном укрупнении зерна микропегматита. В конце стадии температура кристаллизации заметно снижается (высокое содержание минерализаторов) и происходит постепенный переход в позднюю, третью стадию.

В течение третьей стадии кристаллизуется главная часть темноцветных и аксессуарных минералов, продолжает выделяться кварц, но уже в низкотемпературной форме. В качестве новообразования появляется альбитовый плагиоклаз, обрастающий калишпат и тем самым создавая неясно выраженную структуру рапакиви. Кристаллизация заканчивается выделением кварца, флюорита и кальцита. Кристаллизация носит явно низкотемпературный, гидротермальный характер. Воздействием остаточного раствора объяснимы также альбитизация и эпидотизация плагиоклаза первой генерации и хлоритизация биотита. Такое постмагматическое изменение гранитных пород известно как гельсинкитовое или унакитовое (Wahl, 1964).

Таким образом, все структурные особенности свидетельствуют о близкповерхностном формировании Кингисеппского гранит-порфира.⁵

О химизме гранит-порфира дают представление данные двух химических анализов (табл. 20). Наблюдаемое расхождение между ними отчасти обусловлено присутствием следов выветривания в ан. 1 (обр. СГ2-28). Химический состав гранит-порфира в общем соответствует богатым калием гранитам. На диаграмме А. Н. Заварицкого, на которую для сравнения нанесены составы основных типов рапакиви Выборгского массива по данным Д. А. Великославинского (1953) (рис. 4), векторы гранит-порфира располагаются близко к векторам порфиroidного рапакиви и среднего состава выборгита. Основное отличие от выборгитов заключается в несколько большем значении s и в меньшем значении величин b , c и c' , т. е. обогащенностью кварцем, лейкократовостью породы, меньшим содержанием анортитового компонента и кальциевого составляющего в темноцветных минералах.

Скв. Рухну 500. Скважиной вскрыт на протяжении 3,5 м однородный значительно выветренный гранит-порфир с микро-

⁵ К такому же выводу пришли К. Менс и П. Вингиссаар, впервые давшие общее описание керна скв. Кингисепп СГ2.

пегматитовой основной массой. По составу и структуре гранит-порфир имеет большое сходство с кингисеппским. Поэтому ограничиваемся его общей характеристикой.

Микроскопически это лейкократовая варьирующая от мелко-среднезернистой порода массивного сложения и кирпично-красной окраски. Основная масса гранофировая, с очень изменчивой величиной зерна (сотые доли мм до 1—2 мм). Порфиновые вкрапленники полевых шпатов мелкие (1—3 мм, реже до 8 мм) и практически не выделяются на фоне основной массы. Зато хорошо видны мелкие (0,3—0,5 мм, редко до 1 мм) изометрические зерна серого кварца. Присутствие относительно крупных фенокристаллов дипирамидального кварца является главной отличительной чертой описываемого гранит-порфира в сравнении с кингисеппским. Кроме того, в выветрелых образцах наблюдаются неправильно-округлые овоидоподобные выделения калишпата диаметром 0,5—1,0 см, которые окружены каймой полностью каолинитизированного полевого шпата. Микроскопически удалось наблюдать, что здесь, как и в кингисеппском гранит-порфире, калишпатовые выделения основной массы обрастают альбитизированным плагиоклазом.

Порфиновые вкрапленники представлены главным образом калишпатам и кварцем. Они служат центрами кристаллизации микропегматитовой основной массы, образуемой также калишпатам и кварцем. Характерно, что фенокристаллы не имеют кристаллографически правильных очертаний и по краям сильно корродированы. На стыке с фенокристаллами основная масса имеет очень тонкозернистое строение. Эти особенности, по-видимому, свидетельствуют о значительном переохлаждении магмы в момент интрузии.

Из полевых шпатов сильно доминирует калиевый полевой шпат. Он имеет резко выраженное пертитовое строение и интенсивно пигментирован красным окислом железа. Согласно

Таблица 7

Константы калишпата

| Обр., шл. | | Δ^6 | 2V |
|-----------|----------|------------|---|
| N | Глуб., м | | |
| 500-1 | 785,7 | 0,40 | —61°; —65° — калишпат основной массы —56°; —58° — калишпат вкрапленников |
| 500-2 | 786,4 | 0,20 | |
| 500-3 | 786,8 | 0,39 | |
| 500-4 | 787,4 | 0,00 | |

⁶ Определения произведены Р. Моотсе.

А. С. Марфунину, калишпат относится к высокому и промежуточному ортоклазу или к высокому триклинному ортоклазу (табл. 7).

Темноцветный минерал гранит-порфира представлен хлоритизированным биотитом. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, флюорит и магнетит.

Найссаарский массив.

Найссаарский массив имеет размеры не менее чем 15×15 км и изучен в скважинах Найссаар 120, Мурасте 115 и Таллин Р-22. Строго говоря, принадлежность этих скважин к одному массиву неопровержимо не доказана, ибо имеющиеся данные не позволяют четко ограничивать массив. Выделение массива базируется на сходном геофизическом поле, на пространственной близости названных скважин и на общих чертах сходства между вскрываемыми ими гранитами.

Рапакиви Найссаарского массива представлен крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами и жильной фацией в виде унакитового (гельсинкитового) микросенита. Общими для гранитов чертами являются лейкократовый облик и в различной степени проявленная трахитоидная текстура.⁷ Наиболее полно трахитоидность развита в граните из скв. Найссаар, хуже и неповсеместно в граните скв. Мурасте. Угол падения трахитоидности выдержан в обоих случаях и составляет около 45° относительно оси зерна. По остальным признакам граниты отдельных скважин заметно различаются, что заставляет характеризовать каждый из них в отдельности.

Гранит скв. Таллин Р-22 — крупнозернистый слегка порфиroidный биотитовый гранит почти массивного сложения. Гранит вскрыт в зоне выветривания и на небольшую глубину, из-за чего некоторые детали его строения остаются неизвестными. Так, плагиоклаз в породе полностью разложен и присутствует в шлифе в виде каолиновых псевдоморфоз. Не обнаружен также характернейший акцессорный минерал гранитов рапакиви флюорит. Флюорит, по всей вероятности, подвергся разложению подобно плагиоклазу. Необходимо отметить, что флюорит очень неустойчив в условиях гипергенеза и исчезает одним из первых в зоне дезинтеграции и выщелачивания. Это прекрасно устанавливается в разрезе Мурастеского гранита.

По характеру остальных минералов описываемый гранит можно все же уверенно отнести к гранитам рапакиви.

⁷ Трахитоидный рапакиви впервые выделен Д. А. Великославинским (1953) в Выборгском массиве.

Калишпат в нем образует крупные, до 2—3 см в поперечнике толстотаблитчатые кристаллы с карлсбадскими двойниками; для него характерны обильные пертитовые вроски и зональность, обусловленная неравномерным распределением их. Участками калишпат обладает решетчатым строением; рентгеновская триклинность в обр. 22-4 (глуб. 137,0 м) $\Delta=0$, с примесью фазы, имеющей $\Delta=0,65$. Кварц образует дипирамидальные и «вогнутые наружу» включения в калишпате и зерна неправильной формы в основной массе. Биотит зеленовато-коричневый, темноокрашенный, с резким плеохроизмом до зеленовато-желтого. В качестве аксессуарных минералов встречаются апатит и идиоморфно-призматический циркон.

Гранит скв. Мурасте 115 характеризуется заметными колебаниями зернистости и текстуры и относительной мелкозернистостью, чем отличается от остальных порфиroidных гранитов рапакиви Эстонии. В неравномерно-среднезернистой основной массе, слагаемой полевыми шпатами, кварцем и биотитом, содержатся редкие, величиной до 3 см, таблитчатые по (010) выделения розового каллевого полевого шпата. (Табл. IV, рис. 1). Таблички калишпата основной массы местами расположены субпараллельно, создавая в общем неясно выраженную трахитоидность. Плагиоклазовых оболочек вокруг выделений калишпата не подмечено.

Минералогический состав гранита Мурасте (табл. 8) вполне соответствует составу рапакиви. Отличительной особенностью породы является присутствие значительного количества мусковита, образовавшегося в позднемагматическую стадию.

Таблица 8

Количественный минералогический состав (объемн. %) порфиroidного гранита скв. Мурасте 115

| Модальный | | Нормативный | |
|--|-------|-----------------------------|------|
| шл-ы 115-4 ¹ , глуб. 190,0 м и 115-117, глуб. 195,5 м | | обр. 115-117, глуб. 195,5 м | |
| калишпат | 40,2 | Or | 36,2 |
| кварц | 27,1 | Q | 26,2 |
| плагиоклаз | 24,3 | Ab | 27,5 |
| (олигоклаз + альбит) | | An | 5,3 |
| биотит | 3,6 | Hu | 2,9 |
| мусковит | 3,5 | En | 0,8 |
| кальцит | 0,7 | Wo | 0,1 |
| флюорит | 0,4 | Mt | 0,5 |
| циркон | } 0,2 | Ap | 0,3 |
| апатит | | Ru | 0,2 |
| магнетит | | | |

Калиевый полевой шпат слагает sdвойникованные по карлсбадскому закону таблитчатые кристаллы длиной в среднем 0,5—1,5 см. Почти все они, а особенно вкрапленники, обнаруживают сложную зональность, которая обусловлена несколькими явлениями. Во-первых, она создается цепочкой округлых и дипирамидальных включений кварца, расположенной по кристаллографическим очертаниям или по овалу, т. е. наличием маргинационной структуры. Отдаление цепочки кварцевых вростков от центра кристалла калишпата зависит от величины кристалла-хозяина; для крупных выделений это расстояние больше, для мелких — меньше. Расстояние до края кристалла (толщина оболочки, выросшей после захвата включений) остается примерно постоянным и составляет 1—1,5 мм. Внутри от зоны включений дипирамидальный кварц практически не встречается; здесь отмечаются лейсты плагиоклаза, также ориентированные по кристаллографическим очертаниям калишпата, иногда листочки биотита и редкие «вогнутые наружу» выделения кварца. В краевой же зоне зерна дипирамидального кварца обычны.

Таблица 9

Оптические и рентгенографические константы
породообразующих минералов гранита скв. 115 (Мурасте)

| Обр., шл. | | Ksp | | Pl | Bi |
|----------------------|--------|------------------------------|-------------------------------|--------------------|---------------|
| № | Глуб м | 2V | Δ | % An | Nm |
| 115-110 | 187,9 | —65°, —68°, —71° | | 7 | 1.675 ± 0.002 |
| 115-4 ^I | 190,0 | —75°, —78°, —88° | | 3; 5 | |
| 115-4 ^{III} | 190,0 | | | 21-13 ⁸ | |
| 115-112 | 190,1 | | | 26-5 | |
| 115-113 | 190,9 | —81°, —80° | | 27-6 | |
| 115-114 | 192,0 | | 0,73 | | |
| 115-116 | 194,6 | —68°, —71°, —81°, —86° | 0, примесь 0,64 (край); | 11-4 | |
| | | —71°, —78°, —81°, —86°, —87° | 0,58 (центр. часть кристалла) | | |

⁸ Здесь и в дальнейшем цифры, написанные через черточку, обозначают состав плагиоклаза в различных зонах, начиная от центральной.

Во-вторых, зональность калишпата проявляется в чередовании различно упорядоченных фаз, что наблюдается в скрещенных николях (табл. IV, рис. 2; табл. V, рис. 2) и подтверждается определениями свойств калишпата (табл. 9). Преобладает нерешетчатая, близкая к моноклинной фаза, часто обладающая пятнистым погасанием с $2V = -68^\circ$ до -75° . Четкорешетчатый калишпат, если вообще встречается, то только в ядре, где сла-

гает зону изменчивой мощности и неправильных очертаний, при-
мыкающую изнутри к цепочке кварцевых включений. В других
случаях четкорешетчатая разность отсутствует и наблюдается
неяснорешетчатая фаза с $2V = -81^\circ$ до -86° , образующая тонкие
неоднократно повторяющиеся зоны, которые обладают четкими
кристаллографическими очертаниями и сопровождаются зональ-
но распределенными выделениями пертита (табл. V, рис. 1).
Последний тип зональности характерен и для внешних оболочек
калишпатовых выделений.

Таким образом, характер калишпата свидетельствует о слож-
ной, ритмической и сравнительно быстрой кристаллизации маг-
мы. Закономерности зональности указывают на то, что ядра
калишпата (до зоны дипирамидального кварца) кристаллизова-
лись в существенно отличных от более поздней генерации усло-
виях, возможно как интрателлурические вкрапленники. Если это
предположение правильно, то структура Мурастеского гранита
по существу является порфировой, аналогично гранит-порфирам
скв. Кингисепп.

Плагиоклаз также обладает зональным строением. Внутрен-
няя, большая часть зерен представлена олигоклазом (табл. 9),
сдвойникованным по альбитовому и карлсбадскому законам; она
обычно сильно серицитизирована (мусковитизирована) с одно-
временным обособлением кальцита и флюорита. Ядро окружено
узкой свежей зоной альбита с альбитовыми двойниками. Пла-
гиоклаз встречается в относительно идиоморфных таблитчатых
кристаллах, несколько более идиоморфных, чем выделения кали-
шпата.

Кварц встречается главным образом в двух формах — в виде
идиоморфного дипирамидального кварца, образующего включе-
ния в калишпате, реже — выделения основной массы, и в виде
ксеноморфного кварца в основной массе. Сравнительно редко и
только в ядрах калишпатовых вкрапленников наблюдаются «вог-
нутые наружу» выделения. Дипирамидальный кварц имеет дым-
чато-серую окраску. Кварц обладает нормальным или слабovol-
нистым погасанием.

Биотит темно-бурый, высокожелезистый (табл. 9), плеохрон-
рующий до светло-желтого. Он содержит мелкие идиоморфные
призмы циркона и апатита, окруженные плеохроичными орео-
лами. Биотит часто хлоритизирован с выделением лейкоксена.

Мусковит и кальцит вместе с ассоциирующим с ними флюо-
ритом являются типичными позднемагматическими образова-
ниями, развивающимися по плагиоклазу с альбитизацией послед-
него. Флюорит, кроме того, образует и самостоятельные выделе-
ния, обычно ассоциирующие с биотитом и проявляющие четкий
ксеноморфизм по отношению к породообразующим минералам.
Флюорит в шлифе бесцветен или пятнами окрашен в фиолетовый
цвет.

Химический состав Мурастеского гранита близок к составу Кингисеппского гранит-порфира (табл. 20, рис. 4). По сравнению с рапакиви Выборгского массива Мурастеский гранит содержит значительно больше щелочей и кремнекислоты и меньше компонентов, входящих в темноцветные минералы. На диаграмме, по А. Н. Заварицкому, вектор Мурастеского гранита примыкает к полю аплитов рапакиви.

По имеющимся данным скв. Мурасте располагается на окраине Найссаарского массива. Наблюдаемые в граните признаки гипабиссальной кристаллизации — порфировая структура, относительно мелкозернистое строение основной массы и резко выраженная в структуре периодичность кристаллизации — позволяют рассматривать его как приконтактовую разновидность массива. Это подтверждается характером позднемагматического изменения. Согласно А. Саволахти (1962), в приконтактовых рапакиви довольно часто наблюдаются явления калиевого метасоматоза и флюоритизации под влиянием неостывших порций магмы во внутренних частях интрузий.

Скв. Найссаар 120. Граниты рапакиви вскрыты в интервале 133,4—145,0 м. Верхняя часть разреза до глубины 140,5 м слагается трахитоидным гранитом рапакиви, который ниже сменяется на унакитизированную разность. Переход этот не представлен керном, но, по-видимому, является быстрым. Степень унакитизации возрастает к низам разреза, где на глубинах 143,8—144,0 м и 144,2—244,4 м встречены жилы мелкозернистого унакит-сиенита. Жилы залегают согласно с трахитоидной текстурой вмещающего гранита, угол падения которой составляет около 45°.

Таблица 10

Нормативный минералогический состав пород
из скв. Найссаар 120 (объемн. % %)

| Трахитоидный гранит рапакиви обр. 120-105, глуб. 138,2 м | | Унакитовый микросиенит обр. 120-118, глуб. 144,4 м | |
|---|-------------------|---|-------------------|
| Or | 43,5 | Or | 31,7 |
| Q | 22,1 | Q | 2,5 |
| Ab | 22,5 | Ab | 45,5 |
| An | 6,3 | An | 11,2 |
| Hу | 2,0 | Hу | 1,6 |
| En | 1,5 | En | 0,9 |
| | | Cord' | 2,4 |
| Mt | 1,8 | Mt | 3,8 |
| Ap | 0,1 | Ap | 0,2 |
| Ru | 0,2 | Ru | 0,2 |
| | 28,8% Pl с 22% An | | 56,7% Pl с 20% An |

Трахитоидный рапакиви скв. 120 — порфириовидная порода, содержащая частые субпараллельно ориентированные весьма идиоморфные таблички калишпата. Длина калишпатовых кристаллов плавно меняется в пределах 0,2—3 см, иногда до 4—5 см, в связи с чем отождествление порфириовидных вкрапленников на фоне среднезернистой основной массы сопряжено с трудностями (табл. III, рис. 2). Приблизительный минералогический состав: калишпат 45—50%, альбит-олигоклазовый плагиоклаз 20—25%, кварц 20—25%, биотит 7%. Нормативный минералогический состав приведен в табл. 10. Акцессорные минералы представлены псевдоморфозами окислов железа по идиоморфным кристаллам ортита, идиоморфными призмочками циркона, небольшими бесформенными выделениями флюорита и редкими зернами магнетита и апатита. Из вторичных минералов наблюдаются темно-зеленый хлорит, развывающийся по биотиту, серицит и отдельные зерна эпидота (по плагиоклазу) и тонкодисперсный гематит, импрегнирующий различные минералы и придающий породе буровато-красный оттенок.

Таблица 11

Оптические и рентгенографические константы полевых шпатов пород скв. Найссаар 120

| Тип породы | Обр., ш.п. | | Ksp | | % An Pl |
|---------------------------------------|------------|---------|---------------------|----------|------------|
| | № | Глуб. м | 2V | Δ | |
| Трахитоидный гранит | 120-104 | 137,9 | | 0+0,48 | |
| —, — | 120-105 | 138,2 | —75° —78°; —75°; | 0 | |
| —, — | 120-106 | 138,3 | —67°; —68° | | 11-5 |
| Унакитизированный трахитоидный гранит | 120-112 | 142,5 | | 0,89 | 2 |
| Унакитовый микросенит | 120-116 | 143,9 | —86° | | 2 |

Как видно из табл. 11, калишпат трахитоидного гранита относится к ортоклазу. Он обладает волокнисто-пертитовым нерешетчатым строением. В краевых частях некоторых кристаллов пертитовые вроски расположены закономерно, повторяя кристаллографические очертания калишпата и создавая плохо выраженную зональность. Около этих зон калишпат обнаруживает неясно-решетчатую структуру и более высокую степень триклинности. Так, в обр. 120-104 центральная часть фенокристалла калишпата представлена рентгеновски чистой моноклинной фазой с $\Delta=0$, а краевая часть — смесью фаз с $\Delta=0$ и $\Delta=0,48$

при преобладании первой (табл. 11). Ортоклаз обычно сдвойникован по карлсбадскому закону (табл. V, рис. 3). Включения плагиоклаза и дипирамидального кварца встречаются относительно редко, но если встречаются, то всегда размещаются зонально в краевых частях ортоклазовых вкрапленников.

Кварц образует идиоморфные дипирамидальные выделения, ксеноморфные зерна и редкие «вогнутые наружу» включения в ортоклазе; обладает нормальным погасанием.

Плагиоклаз обычно серицитизирован; с агрегатом серицита ассоциируют зерна флюорита и, реже, эпидота. Свежие и слабо-серицитизированные зерна обнаруживают зональность: центральные части слагаются олигоклазом, узкие края — альбитом (табл. 11).

Биотит темноокрашенный и с резким плеохроизмом от зелено-вато-черного по Ng до желтого по Np. Как правило, он частично изменен — хлоритизирован и гематитизирован по плоскостям спайности.

По химическому составу трахитоидный гранит рапакиви близок к Мурастескому граниту и гранит-порфиру Кингисеппской скважины, отличаясь несколько большими величинами b и a (табл. 20, рис. 4). Из главных разновидностей Выборгского массива он имеет наибольшее сходство с некоторыми выборгитами (Великославинский, 1963).

Унакитизированный гранит рапакиви по внешнему облику мало чем отличается от описанного; это такой же трахитоидный гранит, обладающий только более темной красной окраской. Последняя вызвана гематитовой пигментацией вкрапленников калишпата, особенно интенсивно развивающейся по их краям и по отдельным трещинам, где калишпат окрашен в яркий кирпично-красный цвет.

Под микроскопом выявляется ряд отличий от неизмененных пород.

Калишпат помутнен — пелитизирован и пропитан тонкодисперсным гематитом; аналогично неизмененным рапакиви он представлен таблитчатыми кристаллами с нерешетчатым строением, однако обнаруживает более высокую степень триклинности (табл. 11).

Кварц и плагиоклаз перекристаллизованы. В обоих наблюдаются многочисленные призматические и игольчатые кристаллы эпидота типа пистацита, неравномерно окрашенного в бледный желто-зеленый цвет (табл. VI, рис. 1). Плагиоклаз преобразован в незональный альбит, хорошо сдвойникованный по альбитовому закону; кроме эпидота он содержит листочки хлорита и множество мельчайших включений жидкости, придающих ему своеобразный серый оттенок. Альбит образует таблитчатые выделения с неровными очертаниями, которые корродируют кварц, в меньшей мере — калишпат. Кварц проявляет явный ксеноморфизм по

отношению к альбиту и эпидоту, но иногда разъедает калишпат; обладает нормальным погасанием.

Вместо биотита в породе встречается темно-зеленый с заметным плеохроизмом хлорит, образующий отдельные пластинки псевдоморфозы по биотиту) или червеобразные чешуйчатые агрегаты. С хлоритом ассоциируют небольшие скопления лейкоксена и гематита.

Типичный для гранитов рапакиви флюорит не отмечается; остальные акцессорные минералы сохраняются.

Унакитовый микросиенит — мелкозернистая аплитовидная жильная порода, которая по химическому составу соответствует сиениту, а в минералогическом отношении слагается типичной унакитовой (гельсинкитовой) ассоциацией (Wahl, 1964; Eskola, 1928). Эта ассоциация состоит из альбита, калишпата, эпидота, хлорита и кварца. Относительные количества альбита и калишпата соответствуют нормативному составу (табл. 10), остальные наблюдаются в шлифе в следующих количествах: эпидот 10—15%, хлорит 2—3%, кварц 3%. Акцессорные минералы представлены округлыми и шестоватыми кристаллами апатита, редкими неправильными выделениями сфена и единичными идиоморфными призмами циркона. Структура породы неравномерно-аллотриоморфозернистая, участками пойкилитовая, текстура — массивная (табл. VI, рис. 2).

По оптическим свойствам порообразующие минералы очень близки к минералам унакитизированного рапакиви. Альбит — мутный от посторонних примесей, незональный, хорошо сдвойникованный — образует выделения с извилистыми очертаниями, достигающие иногда значительных размеров (2—5 мм). Калишпат еще более ксеноморфен. Таблитчатые выделения его, нередко обнаруживающие карлсбадские двойники, имеют очень прихотливые очертания, явно ксеноморфные по отношению к альбиту и корродированные им. Калишпат помутнен частичками глинистых минералов и гематита; обладает пертитовым нерешетчатым или неяснорешетчатым строением, но судя по углу оптических осей, относится к микроклину.

Кварц встречается либо в виде мелких округлых включений в калишпате, либо в виде самостоятельных зерен, которые включают многочисленные призмочки эпидота и разъедаются альбитом. Характерно отсутствие волнистого погасания.

Эпидот типа пистацита присутствует в виде включений в кварце и альбите. Хлорит обладает зеленовато-черной окраской и четким плеохроизмом; образует чешуйки и пластинки, ассоциирующие главным образом с эпидотом.

Эпидото-хлорито-альбитовые граниты и микросиениты скв. 120 в вещественном отношении вполне сравнимы с унакитами (гельсинкитами) Финляндии (Wahl, 1964).

Химический состав микросиенита (табл. 20) характеризуется высоким содержанием щелочей, а особенно Na_2O и пересыщенностью Al_2O_3 . На диаграмме А. Н. Заварицкого векторы его располагаются в поле сиенита, отличаясь высокими значениями a и c (рис. 4). Микросиенит имеет полное химическое сходство с мелкозернистым унакитом из Швеции (Wahl, 1964; анал. IV).

Особенностью унакитовой минеральной ассоциации является то, что анортитовая составляющая не входит в состав плагиоклаза, а полностью связана в эпидот. Такое распределение характерно для низкотемпературной (гидротермальной) кристаллизации, что и признается всеми исследователями унакитов. Однако, существуют различные взгляды относительно способа образования унакитовой ассоциации. Финскими геологами эпидот и альбит рассматриваются как первичные минералы, кристаллизовавшиеся из богатой водой магмы при низкой температуре и высоком давлении (Wahl, 1964). Другие исследователи считают эпидот, альбит и хлорит вторичными (Елисеев, 1963).

В нашем случае унакитизированный гранит рапакиви является примером вторичного изменения. При этом с большой вероятностью устанавливается, что изменение вызвано воздействием микросиенита: жилы окружены ореолом постепенно затухающего изменения. Значительное протяжение ореола (истинная мощность зоны изменения в одну сторону составляет около 2 м), характер контактов жил (четкие, но спаянные) и микроструктурные особенности унакитизированной породы свидетельствуют о том, что внедрение микросиенита происходило в еще неполностью охлажденную среду. Возможно, что унакитизация гранита рапакиви сопровождалась некоторым привнесом натрия и выносом калия.

Сложнее интерпретировать становление унакитового микросиенита. Имеются все же признаки, указывающие на наложение унакитизации и здесь: имеются остатки более высокотемпературной минеральной ассоциации, образовавшейся в начале кристаллизации микросиенита.

Итак, унакитизация пород скв. 120 представляется как гидротермальное изменение под влиянием обогащенного водой и натрием остаточного раствора в позднюю стадию становления микросиенита.

Мярьямааский массив

Массив представляет собой дискордантное относительно вмещающих толщ тело, имеющее в плане овальное очертание с осями около 25 км и 17,5 км. Он четко оконтуривается в магнитном поле, благодаря высокой магнитности слагающих его пород (рис. 2, табл. 2). Произведенные В. И. Мосиной расчеты глубины за-

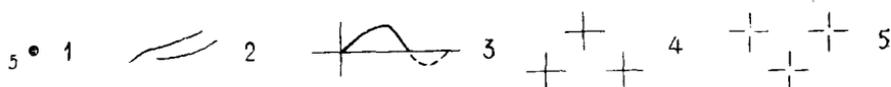
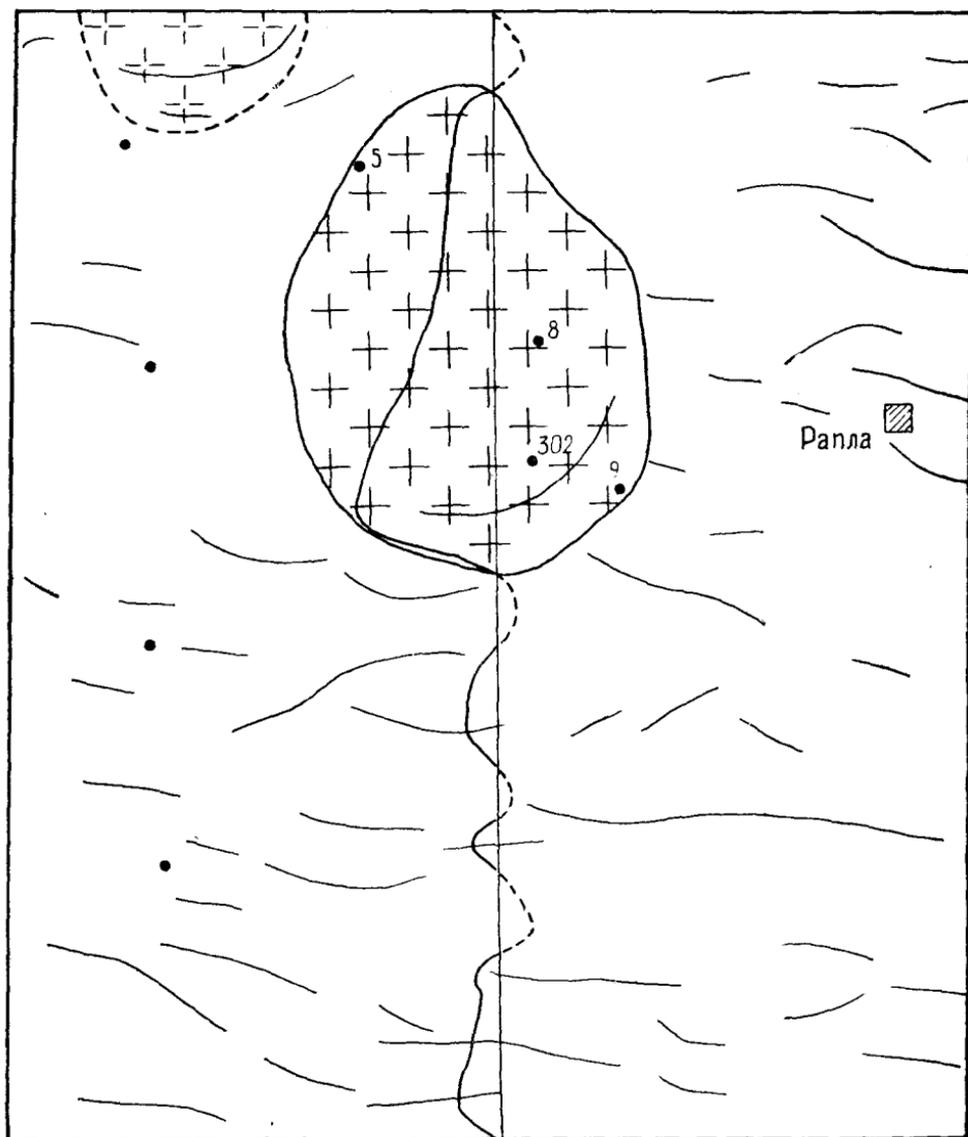


Рис. 2. Схема строения Мярьямааского массива и его окружения. Схема составлена по материалам аэромагнитной съемки среднего масштаба. 1 — буровые скважины; 2 — оси магнитных аномалий; 3 — график ΔT_a ; 4 — геологически установленные граниты рапакиви; 5 — предполагаемые по геофизическим данным граниты рапакиви.

легания нижней кромки магнитовозмущающих тел указывает на большую глубину (до 10 км) распространения магнитных пород.

Геологически Мьярьямааский массив изучен в четырех скважинах: Нисси 5, Варбола 8, Ваймыйза 9 и Ваймыйза 302. Первые три скважины вскрыли фундамент на небольшую глубину; встреченные породы аналогичны породам скв. Ваймыйза 302, которая прошла по фундаменту около 220 м. Поэтому дальнейшее описание опирается в основном на материалы скв. Ваймыйза 302.⁹

Мьярьямааский массив слагается крупнозернистым порфировидным гранитом, который сечется жилами аплита рапакиви. Гранит обладает рядом специфических черт, обусловленных явлениями гибридности. Во-первых, он имеет весьма меланократовый облик, характеризуясь повышенным содержанием биотита, к которому иногда прибавляется роговая обманка. Во-вторых, гранит несет богатую и разнообразную ассоциацию акцессорных минералов, составляющих из объема породы 2—4%. В относительно больших количествах встречаются сфен и магнетит, в меньших — флюорит, апатит, циркон, пирит и рутил. В-третьих, характерны вариации соотношений темноцветных и светлых составляющих и кучное распределение темноцветных и акцессорных минералов. Неоднородность строения подчеркивается присутствием чужеродных включений. Последние образуют небольшие (мощностью до 5—7 см) линзовидные участки мелко- до среднезернистого сложения, обогащенные темноцветными и акцессорными минералами. (табл. VII, рис. 1). Состав включений весьма основной и отличается высоким содержанием титана и железа. Включения интерпретируются нами как неполностью ассимилированные ксенолиты основных интрузивных или метаморфических пород.

По ряду признаков (количество темноцветных минералов, величина числовой характеристики b по А. Н. Заварицкому, относительно высокая основность плагиоклаза и др.) породы Мьярьямааского массива можно было бы отнести к гранодиоритам. Однако имея в виду повышенное содержание щелочей, особенно калия, свойственное калиевым гранитам, и принадлежность к группе рапакиви, они нами условно названы гранитами.

Макроскопически гранит Мьярьямаа — розовато-серая порфировидная крупнозернистая порода с неравномерным распределением темноцветных компонентов. Она содержит округлые выделения кварца величиной в 1—4 мм, часто обладающие голубовато-молочной окраской. Как и в граните рапакиви Эреда, окраска обуславливается нахождением в кварце мельчайших иголок рутила. Фенокристаллы представлены розовым микроклином. Количество их небольшое, но они достигают значительных размеров, до 1,5—3,0 см, реже до 4—5 см в поперечнике. Микроклин

⁹ Макроскопическое описание керна проведено С. Йыги и Х. Перенс.

Количественный минералогический состав (объемн. % %)

| Модальный | | Норма | | | |
|--|-------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|--------------|
| | | Обр. 302-34, глуб. 370,0 мм | Обр. 302-55, глуб. 405,1 м | Обр. 302-72, глуб. 438,4 м | |
| Шл. 302-1006, глуб. 332,2 м и 302-1010, глуб. 363,0 м | | | | | |
| калишпат | 28,3 | Or | 34,0 | 34,7 | 33,0 |
| кварц | 23,8 | Q | 15,4 | 18,2 | 17,7 |
| плагиоклаз (32,38% An) | 38,1 | Ab | 30,0 } 37,7% | 25,7 } 34,0% | 27,3 } 35,6% |
| биотит | 6,6 | Ap | 7,7 } 20% Ap | 8,3 } 24% Ap | 8,3 } 23% Ap |
| сфен | 1,7 | Hu | 3,5 | 3,5 | 4,3 |
| магнетит | 0,6 | En | 3,9 | 4,1 | 4,1 |
| флюорит | } 0,9 | Wo | 2,4 | 2,3 | 2,1 |
| апатит | | Mt | 2,0 | 2,0 | 2,0 |
| циркон | | Ap | 0,6 | 0,6 | 0,6 |
| | | Ru | 0,5 | 0,6 | 0,6 |

фенокристаллов образует таблочки по (010) с неровными ограничениями, часто сдвойникованные по карлсбадскому закону. Только в одном случае попадалось близкое к овальному выделение, обросшее оболочкой плагиоклаза (табл. VII, рис. 2). Текстура породы почти массивная; участками намечается неясно выраженная трахитоидность, имеющая очень крутое залегание. Насколько можно судить по керну, линзовидные ксенолиты залегают согласно с трахитоидностью.

Представление о минералогическом составе дает табл. 12.

Калишпат представлен четкорешетчатым микроклином, обладающим высокой степенью триклинности (табл. 13). Он содержит обильные неправильной формы пертитовые вроски плагиоклаза, распределяющиеся иногда по кристаллографическим очертаниям. В микроклине наблюдаются включения идиоморфного дипирамидального кварца и, во внешних зонах, таблитчатого плагиоклаза. В меньшем количестве встречаются включения биотита, сфена и других минералов. Нередко выделения микроклина подвержены катаклазу, обладают блоковым строением. Поскольку кварц погасает нормально, можно заключить, что деформации предшествовали окончательному затвердеванию породы.

Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые и призматические кристаллы с альбитовыми и карлсбадскими двойниками и часто с блоковым строением. Нередко нормально-зонален; зоны повторяют кристаллографические очертания. Внутренние части зональных кристаллов и незональные кристаллы сложены олигоклазом и андезином с 25—38% Ap, сравнительно узкие краевые зоны — олигоклазом с 12—26% Ap. Плагиоклазу в целом характерна изменчивость состава по профилю (табл. 13).

гранита рапакиви Мярьямааского массива

тивный

| Обр. 302-92, глуб. 478,4 м | Обр. 302-1, глуб. 480,5 м | Обр. 302-2, глуб. 485,0 м | Обр. 9-12, глуб. 327,0 м | Обр. 5-1, глуб. 249,7 м |
|----------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|
| 30,7 | 29,1 | 30,8 | 31,1 | 33,3 |
| 20,2 | 21,3 | 20,3 | 19,9 | 17,7 |
| 26,8 } 35,6% | 25,8 } 38,3% | 27,3 } 36,8% | 22,9 } 35,1% | 23,8 } 36,1% |
| 8,8 } Pl с | 12,5 } Pl с | 9,5 } Pl с | 12,2 } Pl с | 12,7 } Pl с |
| 25% Ap | 33% Ap | 26% Ap | 35% Ap | 35% Ap |
| 3,5 | 4,3 | 2,9 | 2,3 | 3,4 |
| 4,5 | 3,5 | 4,0 | 5,0 | 3,4 |
| 1,5 | — | 1,6 | 0,8 | 0,7 |
| 2,4 | 2,4 | 2,4 | 4,1 | 3,4 |
| 0,9 | 0,5 | 0,6 | 1,1 | 1,0 |
| 0,7 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 |

Нередко в зернах плагиоклаза основной массы наблюдаются мелкие участки антипертита и коррозия микроклином с последующим образованием мирмекита. Метасоматическое развитие микроклина по плагиоклазу не имеет широкого размаха; оно происходило в позднюю стадию образования породы и, по-видимому, связано с выравниванием состава в процессе гибридизации. Микроклинизация и мирмекитизация, не свойственные остальным гранитам рапакиви Эстонии, сближают гранит Мярьямаа с позднекинематическими микроклиновыми гранитами.

Кварц образует 3 типа выделений, принадлежащие по крайней мере к двум различным генерациям: 1) идиоморфный дипирамидальный кварц, находящийся в виде включений в микроклине и отдельными округлыми зернами в основной массе (ранняя генерация); 2) редко встречающиеся «вогнутые наружу» выделения в микроклине; 3) ксеноморфные выделения основной массы (поздняя генерация). Кварц обладает нормальным или слабым волнистым погасанием.

Биотит бурый, с ясным плеохроизмом до светло-желтого, относительно магнезиальный (табл. 13). Листочки его располагаются скоплениями, к которым приурочены также акцессорные и рудные минералы (табл. VIII, рис. 1). Местами наблюдается коррозия биотита плагиоклазом и микроклином.

Роговая обманка — синевато-зеленая, с низким двупреломлением и сильной дисперсией осей индикатрисы — возможно, феррогастингситовая. $2V \sim 40-45^\circ$, $\angle CNg = 18^\circ$. Плеохроизм: по Ng — синевато-зеленый, по Nm — синевато-зеленый, по Np — желтовато-зеленый; $Ng \geq Nm > Np$. Роговая обманка встречается

Константы порообразующих минералов пород скв. Ваймыза 302

| Типы породы | Обр., шл. | | Pl % An | Ksp | 2V | Bi Nm |
|---|---------------------|----------|------------|------------------|------------------|----------|
| | N | Глуб., м | | Δ | | |
| Порфировидный гранит рапакиви | 302-1001 | 304,0 | 37-26 | | | |
| „ | 302-2 | 306,0 | 34-12; 36 | | | |
| „ | 302-14 ^A | 330,7 | | 0,66 | -75°, -79°, -80° | |
| „ | 302-1005 | 331,0 | | 0,80; 0,90; 0,91 | | 1,644 |
| „ | 302-1006 | 332,2 | 38; 25 | | | |
| „ | 302-25 | 352,0 | 30 | | | |
| „ | 302-1010 | 363,0 | 29; 32; 33 | 0,83 | -78°, -79°, -80° | 1,636 |
| Гранит рапакиви с ксено- литами основной поро- ды | 302-15 | 332,0 | 30 | | | |
| „ | 302-1013 | 386,9 | 37 | | | 1,633 |
| „ | 302-72 | 483,4 | 45—32 | | | |
| „ | 302-111 | 517,2 | 34; 31 | | | |
| „ | 302-112 | 518,3 | 35 | | | |
| Аплит рапакиви | 302-53 | 402,8 | 20—6 | | | |
| „ | 302-54 | 403,1 | 15 | | | |
| „ | 302-85 ^A | 464,8 | 31—23 | | | |

спорадически, и, как правило, в виде мелких округлых зерен в плагиоклазе.

Акцессорный сфен, апатит, циркон и флюорит относятся к редкоземельным — образуют плеохроичные ореолы в биотите. Сфен обладает буровой окраской и слабым плеохроизмом; образует изометрические выделения, нередко окаймляющие зерна магнетита; местами частично разложен с образованием лейкоксена или кальцита и анатаза. Апатит присутствует в виде призм и округлых зерен, циркон — в виде идиоморфных призм с коэффициентом удлинения около 6:1 до 2:1. Флюорит образует либо мелкие включения в плагиоклазе, либо выполняет промежутки в основной массе. Тонкоигольчатый рутил встречается в дипирамидальных кварцевых выделениях основной массы. Магнетит и пирит (преобладает первый) встречаются совместно в виде изометрических с неправильными очертаниями зерен.

По химическому составу мярьямааские граниты существенно отличаются от остальных гранитов рапакиви Эстонии (табл. 20). На диаграмме, по А. Н. Заварицкому, точки составов ложатся в поле, которое по величине *b* соответствует гранодиоритам. В то же время по значениям *a* и *c* граниты Мярьямаа тождественны с калиевыми гранитами и рапакиви. Из рапакиви Балтийского щита граниты Мярьямаа аналогичны лапее-граниту (рис. 4). Обращает на себя внимание кучность расположения фигуративных точек, указывающая на то, что наблюдаемая минералогическая неоднородность имеет небольшие масштабы.

Перекристаллизованные ксенолиты — меланократовые мелко- до среднезернистые участки почти массивного сложения, в которых наблюдаются единичные порфиробласты микроклина и округлые гнезда голубовато-молочного кварца. Из цифр количественного минералогического состава видно (табл. 14), что в сравнении с гранитом ксенолиты и гибридные породы обогащены плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой и акцессорными-рудными минералами.

Химический состав гибридной породы соответствует составу гранодиорита — кварцевого диорита (табл. 20, рис. 4). Структура породы напоминает роговиковую, характеризуясь извилистыми очертаниями зерен, частыми пойкилитовыми образованиями и развитием светлых порообразующих минералов по темноцветным. Текстура массивная, пятнистая. (Табл. VIII, рис. 2. Табл. IX, рис. 1). Оптические свойства минералов аналогичны таковым гранита; только плагиоклаз имеет несколько более основной состав (до 45% An).

Плагиоклаз имеет метаморфический облик: обладает плохо выраженной двойниковой структурой и содержит массу различных включений, особенно призмочек апатита. Решетчатый микроклин образует зерна неправильной формы между выделениями других минералов и метасоматически развивается по кварцу и

Количественный минералогический состав (объемн. % %) гранита рапакиви, содержащего неполностью ассимилированные ксенолиты основного состава

| Модальный | | Нормативный | |
|-----------------------------|------|----------------------------|------|
| Шл. 302-1013, глуб. 386,9 м | | Обр. 302—15, глуб. 332,0 м | |
| калишпат | 18,1 | Or | 28,0 |
| кварц | 20,1 | Q | 17,9 |
| плагиоклаз с 37% Ап | 35,6 | Ab | 26,8 |
| биотит | 14,6 | Ap | 11,0 |
| роговая обманка | 0,8 | Hu | 3,7 |
| сфен | 4,8 | Ep | 5,2 |
| магнетит | 3,0 | Wo | 2,1 |
| флюорит | 0,5 | Mt | 3,3 |
| апатит | 1,9 | Ar | 1,2 |
| циркон | | Ru | 0,8 |
| кальцит | 0,6 | | |

} 37,8% Pl с 29% Ap

плагиоклазу. Кварцу характерно наличие своеобразных скелетных образований, представляющих собой группы одновременно погасающих округлых или бесформенных зерен. Реже он образует округлые диаметром до 2—3 мм зерна, содержащие иголки рутила. Сфен встречается в виде ксеноморфных выделений, которые нередко окружают зерна магнетита. Флюорит редок; он обычно окружен каймой из кальцита.

Аплиты рапакиви встречаются в скв. Ваймыйза 302 в виде четырех секущих жил мощностью в 0,20—1,60 м. Контакты их с гранитом резкие; в граните около контакта каких-нибудь изменений не наблюдается. Аплит — однородная розоватая мелкозернистая массивная порода, состоящая из микроклинового калиевого полевого шпата, кварца, олигоклаза и небольшого количества биотита (табл. 15; табл. IX, рис. 2). Аксессуарные минералы, присутствующие в виде редких зерен, представлены призмочками апатита, каплевидными выделениями сфена, мелкими зернами магнетита и псевдоморфозами по ортиту. Спорадически встречается флюорит. Вторичные минералы: серицит по плагиоклазу и хлорит по биотиту.

Микроклин имеет ясорешетчатое и волокнисто-пертитовое строение; образует таблитчатые выделения, среди которых встречаются и карлсбадские двойники. Иногда в центральных частях микроклиновых выделений наблюдаются группы одновременно гаснущих включений кварца. Местами микроклин корродирует плагиоклаз. Кварц образует главным образом округлые зерна, но редко он проявляет и отчетливый ксеноморфизм по отношению к полевым шпатам; погасание нормальное. Плагиоклаз представ-

Нормативный минералогический состав аплитов рапакиви из скв. Ваймыйза 302 (объемн. %%)

| Обр. 302-14 ^A , гллуб. 330,0 м | | Обр. 302-54, гллуб. 403,1 м | |
|---|------|-----------------------------|------------------------|
| Or | 35,8 | 38,0 | |
| Q | 27,4 | 27,4 | |
| Ab | 29,2 | 25,7 | } 30,9% Pl с 17% Ап |
| Ап | 2,2 | 5,2 | |
| Hy | 0,9 | 0,4 | |
| Еп | 1,2 | 1,3 | |
| Wo | 2,7 | 0,7 | |
| Mt | 0,5 | 1,2 | |
| Ru | 0,1 | 0,1 | |

лен призматическими выделениями, обычно сдвойникованными по карлсбадскому закону и обладающими нормальной зональностью с ядром 20—31% Ап и краевой зоной 6—23% Ап (табл. 13). В ядре плагиоклаз, как правило, серицитизирован. Биотит окрашен в темно-бурый цвет и обладает резким плеохроизмом.

Аплит рапакиви является одним из наиболее лейкократовых и кислых членов гранитов рапакиви Эстонии (табл. 20). Химически он неотличим от гранитов рапакиви скв. Мурасте и Кингисепп (рис. 4).

Неэмеский массив

Неэмеский массив, как и Найссаарский, приурочен к береговой части Финского залива. Массив был открыт глубоким бурением, после чего оконтуривался геофизически. По геофизическим характеристикам массив в гнейсовом поле резко не выделяется. Согласно последней интерпретации Э. Побула, Р. Вахера и Х. Сильдвез, он занимает почти округлый в плане участок радиусом около 12 км (рис. 1).

Массив разбурен тремя глубокими скважинами: Йыэсуу Ф106, Неэме Ф115 и Каллавере Ф119. Всеми скважинами вскрыты однотипные порфиroidные граниты рапакиви, которые по внешнему облику очень близки к гранитам Мярьямааского и Эредаского массивов. (Табл. XII, рис. 1). По составу Неэмеские граниты промежуточны между мярьямааским и эредаским типами, характеризуются промежуточным количеством кварца (табл. 16).

В разрезе граниты весьма однородны. Наблюдаются лишь небольшие вариации состава и структуры, выражающиеся в местном обогащении пород кварцем и плагиоклазом или темноцветными минералами. Вариации отмечаются главным образом в виде маломощных (20—30 см) обособлений, связанных со сред-

ним типом породы постепенными переходами. Как крайние отклонения в скв. Йыэсуу Ф106 встречены участки, имеющие состав диорита (глуб. 163,0—163,2 м) и сиенита (глуб. 185,1—185,3 м).

Таблица 16

**Нормативный минералогический состав гранитов рапакиви
Неэмского массива (объемн. % %)**

| | Обр. Ф115-16, глуб. 142,0— 142,5 м | Обр. Ф115-25, глуб. 150,9— 151,3 м | Обр. Ф115-49, 175,4 м 176,3 м | Обр. Ф115-74, глуб. 199,3— 199,8 м | Обр. Ф119-9, глуб. 175,0— 175,4 м |
|----|--|--|-------------------------------------|--|---|
| Or | 31,3 | 35,6 | 31,1 | 33,6 | 32,2 |
| Q | 26,4 | 25,6 | 28,5 | 25,1 | 28,1 |
| Ab | 26,7 } 34,7% Pl c | 25,7 } 30,2% Pl c | 25,5 } 32,8% Pl c | 25,6 } 33,1% Pl c | 26,0 } 33,8% Pl c |
| Ap | 8,0 } 23% Ap | 4,5 } 15% Ap | 7,3 } 22% Ap | 7,5 } 23% Ap | 7,8 } 23% Ap |
| Hу | 2,0 | 1,9 | 2,0 | 2,4 | 0,3 |
| Ep | 1,6 | 1,7 | 1,7 | 2,0 | 3,2 |
| Wo | 2,0 | 2,9 | 1,9 | 2,0 | 0,7 |
| Mt | 1,4 | 1,5 | 1,4 | 1,2 | 1,5 |
| Ar | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | — |
| Ru | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,2 |

Преобладающий тип гранита складывается микроклиновым калиевым полевым шпатом, андезиновым плагиоклазом, кварцем и биотитом. Нередко, особенно в скв. Йыэсуу Ф106, к ним прибавляется в небольшом количестве роговая обманка. Акцессорная минерализация разнообразна: встречаются сфен, апатит, циркон, флюорит и псевдоморфозы по ортиту. Рудные минералы представлены редкими зернами магнетита. Из акцессорных минералов наиболее часто наблюдается сфен; он ассоциирует с выделениями магнетита и очевидно развивается по нему. Апатит встречается в виде мелких округлых зерен, циркон — мелкими идиоморфными призмами. Флюорит в неэмском граните относительно редок; он образует мелкие включения в плагиоклазе или редкие интерстициальные выделения.

Калишпат представлен четкорешетчатой пертитовой разновидностью (жилковатый пертит). Он образует преимущественно таблитчатые выделения, часто с карлсбадскими двойниками. Иногда наблюдается зональность, создаваемая закономерным распределением пертитовых вростков и лейстовых включений плагиоклаза. Относительно редко встречаются включения округлого (дипирамидального) кварца. Обрастания калишпата плагиоклазом не отмечаются.

Плагиоклаз присутствует в виде таблитчатых выделений, несколько более идиоморфных по сравнению с калишпатом, сдвойникованных по карлсбадскому и альбитовому законам. Состав

плагноклаза андезиновый, с 30—33% Ап (шл. Ф106-3, глуб. 184,6 м): нередко выделения зональны, с несколько более основным ядром, подвергающимся серицитизации.

Кварц образует относительно идиоморфные крупные выделения, которые макроскопически имеют серую окраску. Кварц обладает нормальным или слабоволнистым погасанием.

Биотит — темноокрашенный, с резким плеохроизмом. $N_{mp} = 1,673, 1,671, 1,674$ (обр. Ф106-1, глуб. 163,0 м; обр. Ф106-4, глуб. 185,2 м; обр. Ф106-5, глуб. 192,5). Биотит частично хлоритизирован.

Роговая обманка присутствует в ассоциации с плагноклазом или в сростаниях с биотитом, причем биотит развивается по ней. Как и в Мьярмяаском граните, роговая обманка обладает синевато-зеленой окраской и сильной дисперсией и принадлежит, по-видимому, к феррогастингситу. $N_g = 1,717$; $N_p = 1,694$ (обр. Ф106-1, глуб. 163,0 м).

Химический состав гранитов Неэmesкого массива постоянен (табл. 20, рис. 4). На диаграмме А. Н. Заварицкого точки составов группируются между точками порфиоровидного рапакиви и выборгита Выборгского массива. Главное отличие от последних заключается в большей длине векторов, свидетельствующей о более магниальном составе темноцветных компонентов.

Эредаский массив

Эредаский массив образует вытянутое эллипсоидальное в плане тело с размерами 5×15 км, явно секущее окружающие складчатые структуры (рис. 3). Массив вскрыт двумя скважинами — Эреда 319 и Сомпа 3Н, на глубину соответственно 80 м и 11 м.

Эредаский рапакиви представлен крупнозернистым субтрахитондным порфиоровидным гранитом, участками имеющим пегматоидный облик. По внешнему виду и структурным особенностям он напоминает граниты Неэме и Мьярмяаа, но отличается от них большей лейкократовостью, обогащенностью кварцем и большей однородностью. Граниты Эреда совершенно не содержат овоидов калишпата с олигоклазовыми оболочками. Замечательной особенностью Эредаского рапакиви является зональность дипирамидального кварца.

Охарактеризуем граниты рапакиви на примере скв. Эреда 319, вскрывшей фундамент на значительную мощность.

Как указывалось выше, граниты скв. Эреда 319 в общем характеризуются постоянством структуры и текстуры. Исключением является интервал 319,0—319,6 м, в котором гранит представлен пегматоидной разностью. На небольшом расстоянии выше, а главным образом ниже этого интервала, гранит несколько обогащен кварцем по сравнению с преобладающим типом породы. Все

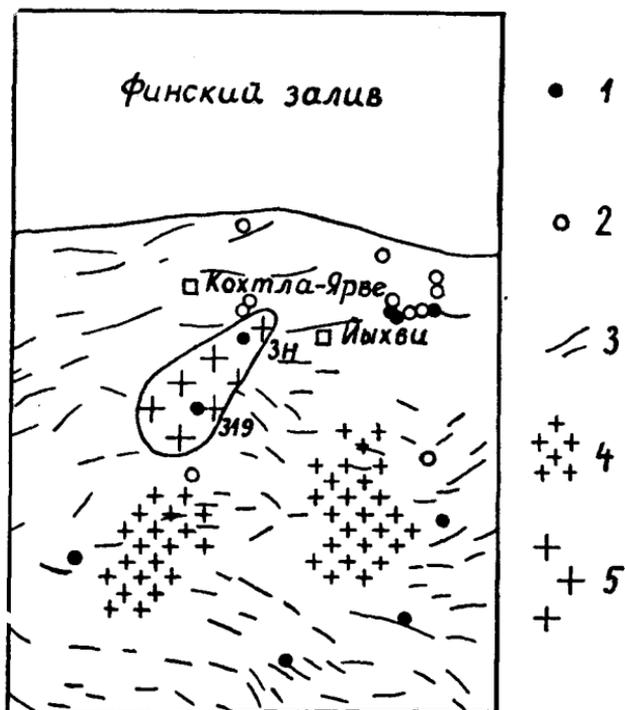


Рис. 3. Расположение Эредаского массива гранита рапакиви среди гнейсовых толщ Северо-Восточной Эстонии. Интерпретация геофизических и геологических материалов проведена в 1966 г. 1 — скважины, пробуренные до 1966 г.; 2 — скважины, пробуренные после 1966 г.; 3 — оси магнитных аномалий, отражающие простирания гнейсовых толщ; 4 — микроклиновые граниты; 5 — граниты рапакиви.

указанные разновидности пород связаны между собой плавными переходами, так что разграничение разновидностей в керне затруднительно.

Приблизительный состав преобладающего типа гранита следующий: 35—45% микроклинового калиевого полевого шпата, 15—35% плагиоклаза-андезина, 20—25% кварца, 7—8% биотита. Пегматоидные и обогащенные кварцем граниты содержат меньше биотита (до 5%); в обогащенных кварцем гранитах содержание кварца достигает 35—45%. Нормативный минералогический состав гранита приведен в табл. 17.

Из аксессуарных минералов обычны редкоземельный апатит, идиоморфный призматический циркон и флюорит. Флюорит образует неправильной формы зерна в виде включений в плагиоклазе или самостоятельные выделения в основной массе породы. В варьирующихся количествах наблюдаются псевдоморфозы по

Константы породообразующих минералов гранитов из скв. Эреда 319

| Обр. 319-7, глуб. 276,8 м | | Обр. 319-73, глуб. 342,5 м | |
|---------------------------|------|----------------------------|------|
| Or | 36,7 | Or | 35,2 |
| Q | 26,1 | Q | 32,3 |
| Ab | 20,2 | Ab | 20,2 |
| Ap | 5,8 | Ap | 5,8 |
| Hу | 7,2 | Hу | 3,7 |
| En | 2,4 | En | 1,7 |
| Wo | 0,8 | Cord | 0,4 |
| Mt | 0,2 | Mt | 0,2 |
| Ap | 0,3 | Ap | 0,3 |
| Ru | 0,3 | Ru | 0,2 |

ортиту, слагаемые гематитом и трудноопределяемым чешуйчатым минералом. Они узнаваемы по хорошо развитым формам и плеохроичным ореолам (табл. XI, рис. 2). Относительно высоким содержанием ортита отличается обр. 35 с глуб. 305,4 м. Спорадически встречаются в граните идиоморфные кристаллики магнетита, а в кварце — иглочки рутила. Вторичные минералы представлены серицитом и эпидотом по плагиоклазу, хлоритом, скоплениями лейкоксена и окислов железа по биотиту.

Структура гранита порфиоровидная гранитовая, с элементами структуры рапакиви. В обогащенных кварцем разностях идиоморфизм полевых шпатов по отношению к кварцу не проявляется; бесформенные выделения их зажаты между крупными зернами кварца. Текстура неясно выраженная трахитоидная. В участках с лучше выраженной трахитоидностью (табл. X, рис. 16) залегание ее составляет 40—70°. Пегматоидная и обогащенная кварцем разности имеют массивную текстуру.

Калишпат образует крупные, до 3—4 см в поперечнике, таблитчатые кристаллы с нечеткими кристаллографическими очертаниями. В них наблюдаются немногочисленные, размещающиеся по периферии, включения дипирамидального кварца и таблитчатого плагиоклаза. Изредка попадают включения «вогнутого наружу кварца». Калишпат часто двойникован по карлсбадскому закону, обладает пятнисто-пертитовым и решетчатым строением (табл. XI, рис. 1).

Рентгеновская триклинность калишпата изучена детально. Она изменяется в широких пределах, но чаще имеет высокие значения (табл. 18).

Выделения микроклина иногда (особенно наиболее крупные) обладают зональным строением. Зональность обусловлена закономерным распределением пертитовых вростков плагиоклаза, реже — кристаллографически-правильным расположением идио-

морфных дипирамидальных включений кварца и лейст плагиоклаза.

Плагиоклаз встречается в виде таблитчатых кристаллов варьирующейся величины, сдвойникованных по альбитовому, карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам. Он часто замещен серицитом, содержащим примесь кристалликов эпидота и флюорита. Свежий плагиоклаз представлен преимущественно андезитом (табл. 18). В серицитизированном же плагиоклазе, особенно в нижней части разреза, наблюдается зональность: серицитизированное андезитовое ядро, охватывающее большую часть кристалла, окаймлено узкой зоной свежего альбита. В сильно серицитизированном и хлоритизированном граните весь свежий плагиоклаз представлен альбитом.

Кварц встречается во всех свойственных рапакиви формах — в виде дипирамидальных, «вогнутых наружу» и ксеноморфных выделений. Участками дипирамидальный кварц зонален. Исключительная для гранитов зональность кварца макроскопически выражается в чередовании оболочек серого и голубовато-молоч-

Таблица 18

Константы породообразующих минералов гранита скв. Эреда 319

| Обр., шл. | | Ksp | | | Pl | Bi |
|---------------------|----------|--|--|------------|------|-----------------|
| № | Глуб., м | Δ | | 2V | % Ап | N _{пп} |
| 319-1 | 270,7 | 0,94 | | | | |
| 319-3 | 272,7 | 0,66 (возможно присутствие моноклинной фазы) | | | | |
| 319-7 ^I | 276,6 | 0,94 | | | 42 | 1,685 |
| 319-7 ^{II} | 276,8 | 0,99 | | | | |
| 319-9 | 280,0 | — | | | 12 | |
| 319-14 | 284,9 | 0,86 (присутствует фаза с Δ = 0,34) | | | | |
| 319-15 | 285,5 | 0,86 | | —65°, —70° | 39 | 1,685 |
| 319-19 | 289,7 | 0,90 | | —75° | | |
| 319-24 | 294,7 | 0,81 (присутствует фаза с Δ = 0—0,30) | | | 6 | 1,687 |
| 319-27 | 297,1 | 0,90 | | | | |
| 319-29 | 297,8 | 0,96 | | | | |
| 319-33 | 303,0 | 0,95; 0,68 | | | | |
| 319-35 | 305,4 | 0,94 | | —81°, —85° | | 1,686 |
| 319-35 ^A | 306,0 | 0,93; 0,88 | | —83°, —83° | 30-2 | |
| 319-45 | 315,0 | 0,90 (возможно присутствие фазы с меньшей Δ) | | | | |
| 319-48 | 318,2 | 0,93 | | —81°, —84° | | |
| 319-49 | 319,2 | 0,95; 0,91 | | | | |
| 319-55 | 324,2 | 0,94 | | | | |
| 319-61 | 330,4 | 0,95 | | | | |
| 319-62 | 331,5 | 0,82 | | —80°, —81° | 4 | |
| 319-73 | 342,5 | 0,88 | | —81°, —83° | 30-6 | 1,687 |

ного окрасок. Зональность обусловлена зональным распределением тончайших иголок рутила (Кууспалу, 1971). Характер зональности свидетельствует о высокотемпературной и периодической кристаллизации гранита рапакиви. Кварцу свойственно сильное волнистое, порою мозаично-волнистое погасание (табл. XI, рис. 3).

Биотит отличается высокой железистостью (табл. 18), плеохроирует от темно-коричневого до светло-желтого. Обычно он по спайности в той или иной степени хлоритизирован.

Гранит Эреда испытывал два этапа катаклаза и сопровождавших их изменений. Ранние деформации имели место в позднемагматическую стадию, в еще неполностью остывшей породе. О них свидетельствуют прожилки, заполненные агрегатом флюорита, кварца, хлорита и серицита. Эти прожилки пересекают выделения полевых шпатов, но не продолжают в кварце, исчезая сразу же при выходе из зерна полевого шпата. С первым этапом изменений и катаклаза связана, очевидно, также серицитизация-альбитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита. Устанавливается, что альбит-периклиновое двойникование и распад твердого раствора в калишпате предшествовали позднемагматическим изменениям. Это видно в шлифе 319-34, в котором флюорито-хлорито-кварцевые жилки секут пертитовые вростки и микроклиновую решетку калишпата.

Боле поздний катаклаз (второго этапа) привел к изогнутости и волнистому погасанию главных породообразующих минералов. С ним, по-видимому, связаны также тонкие эпидото-кварцевые жилки, местами пересекающие породу.

Химический состав Эредаского гранита рапакиви изучен двумя анализами, которые между собой отличаются в основном содержанием кремнезема (табл. 20, рис. 4). По составу они очень близки к порфирированной и трахитоидной разновидностям рапакиви Выборгского массива.

Общие особенности гранитов рапакиви Эстонии и их формационная принадлежность

Кратко резюмируем важнейшие особенности рассмотренных гранитов, служившие основой при отнесении их к формации рапакиви.

Геологически изученные граниты входят в состав 4 небольших массивов (Найссаарский, Мярьямааский, Неемеский и Эредаский) и одного крупного (Рижский массив). Мелкие массивы слагаются порфирированными и трахитоидными гранитами, изученная нами северная часть Рижского массива — гранит-порфирами. Жильные породы представлены аплитами (Мярьямааский массив) и унакитовыми микросиенитами (Найссаарский массив).

Гранит-порфиры характеризуются мелкозернистым сложением, микропегматитовой основной массой и наличием миароловых пустот. Порфиroidные и трахитоидные разности представляют собой крупно- и среднезернистые весьма однородные по разрезу граниты, которые в качестве темноцветных минералов содержат биотит и реже (Мярьямааский и Неэмеский массивы) небольшое количество роговой обманки. В структурно-текстурных отношениях порфиroidные и трахитоидные граниты родственны и дают переходные разновидности.¹⁰

Очень характерным для всех гранитов является присутствие нескольких генераций кварца, а в первую очередь, дипирамидального. Различные формы кварца лучше выражены в гранитах Рижского и Найссаарского массивов. В эредаском граните и, отчасти в мярьямааском, кварц имеет зональное строение (Кууспалу, 1971). Нужно, однако, подчеркнуть, что идиоморфизм кварца в гранитах рапакиви Эстонии не так резко проявлен, как в классических рапакиви.

Макроскопическая окраска кварца варьируется. Дымчатый кварц встречается только в мурастеском граните. Остальные граниты содержат прозрачный или серый кварц, который иногда (мярьямааские и эредаские граниты) от включений рутила приобретает молочно-белую или голубоватую окраску.

¹⁰ Великославинский Д. А., познакомившийся с образцами и шлифами гранитов рапакиви Эстонии, пришел к заключению, что как трахитоидные, так и порфиroidные граниты являются аналогами трахитоидных гранитов Выборгского массива. Автор полностью согласен с Д. А. Великославинским в отношении того, что общие черты сложения этих гранитов весьма сходны и должны анализироваться с единых, предложенных Д. А. Великославинским, позиций. Однако, по мнению автора, между типовыми трахитоидными рапакиви Выборгского массива и гранитами Эстонии имеются существенные различия.

Во-первых, если типовой трахитоидный рапакиви характеризуется резким контрастом в величине зерна между вкрапленниками калиевого полевого шпата и выделениями его в основной массе (Великославинский, 1953), то в гранитах рапакиви Эстонии (кроме мурастеских и некоторых интервалов эредаских гранитов) выделение вкрапленников от основной массы встречает серьезные затруднения. Даже типичный по текстуре трахитоидный гранит скв. Найссаар 120 содержит калишпатовые фенокристаллы постепенно увеличивающихся размеров, что сближает структуру к сериальной. Это связано, по-видимому, с общим укрупнением зерна породы и, особенно, основной массы в Эстонских гранитах, что указывает на несколько отличные условия кристаллизации.

Во-вторых, степень трахитоидности и степень идиоморфизма калишпатовых табличек порфиroidных гранитов Эстонии намного ниже таких типичных трахитоидных гранитов. Трахитоидная текстура лучше выражена в некоторых интервалах скв. Эреда 319, очень слабо — в мярьямааском граните. Генетически важно, что поздние дифференциаты гранитов скв. Эреда 319 (пегматидные и обогащенные кварцем граниты) лишены трахитоидной текстуры.

Из-за указанных различий автор не считает возможным называть порфиroidные граниты Эстонии просто трахитоидными. Может быть, правильнее было бы их именовать субтрахитоидными или порфиroidными субтрахитоидными гранитами. Но, как нам кажется, уточнение номенклатуры требует привлечения более широкого материала.

Собственно структура рапакиви (обрастание калишпата оболочкой плагиоклаза) встречается редко и нетипично: местами в разрезах скважин Кингисепп СГ2, Рухну 500 и Ваймыйза 302. В кингисеппском гранит-порфире, кроме того, наблюдается анти-рапакиви-структура.

Калиевому полевому шпату свойственно пертитовое строение; преобладает пятнистый пертит разложения. В порфировидных и трахитоидных гранитах калишпат образует почти идиоморфные таблитчатые кристаллы, которые преимущественно сдвойникованы по карлсбадскому закону. Триклинность калишпата колеблется в широком интервале, причем вариации отмечаются как в пределах одного массива и разреза, так и в пределах одного зерна. Все же намечается некоторая закономерность в распределении фаз с различной триклинностью между массивами: в Найссаарском и Рижском массивах развит преимущественно нерешетчатый ортоклаз или калишпат низкой степени триклинности, в Эредаском, Неэмеском и Мярьямааском массивах — решетчатый, высокотриклинный микроклин. В ряде случаев в калиевом полевом шпате наблюдается зональность, которая обусловлена закономерным распределением пертитовых вростков, фаз с различной триклинностью или включений плагиоклаза и кварца. Содержание альбитовой составляющей калишпата прямо не определено. Косвенно его можно оценить, исходя из сравнения составов реального и нормативного плагиоклазов. Следует полагать, что наблюдающаяся обычно большая основность реального плагиоклаза обусловлена вхождением части альбитового компонента в калишпат. Приближенный расчет для пород скв. Эреда 319 показывает, что калишпат должен содержать не менее 17—25% альбитового компонента.

Плагиоклаз встречается в идиоморфных табличках, сдвойникованных по альбитовому и карлсбадскому законам. Состав плагиоклаза изменчив; преобладает олигоклаз—андезиновый плагиоклаз с 10—35% Ап. Нередко плагиоклаз обнаруживает прямую зональность с более основным ядром и кислой наружной зоной.

Биотит темно-бурый, судя по показателю преломления — высокожелезистый и постоянного состава в одном разрезе (табл. 19). Исключением является относительно магнезиальный и изменчивый биотит мярьямааского гранита. По степени железистости биотиты соответствуют менее железистым биотитам рапакиви Финляндии (Savolahti, 1962) и Карелии (Свириденко, 1968), причем мярьямааский биотит значительно более магнезиальный.

Роговая обманка — темнозеленая с синеватым оттенком, с высокими показателями преломления (Неэмеский массив), по-видимому, феррогастингситовая. Согласно диаграмме А. Симонена и А. Ворма (Simonen, Vorma, 1969), железистость составляет около 83% и вполне сравнима с железистостью феррогастингситов рапакиви.

Железистость биотита гранитов рапакиви Эстонии

| | Биотит | | F породы |
|---|-------------|---------------------------------|-----------|
| | Nm | F, по В. С. Со- болеву, 1950 | |
| Мярьямааский массив, скв. Ваймыйза 302 | 1,633—1,644 | 38—50 | 64,2—74,6 |
| Неэмеский массив скв. Неэме Ф115 | | | 66,4—75,0 |
| скв. Каллавере Ф119 | | | 51,0 |
| скв. Йыэсуу Ф106 | 1,671—1,674 | 75—76 | |
| Найссаарский массив скв. Мурасте 115 | 1,675 | 77 | 83,5 |
| Эредаский массив скв. Эреда 319 | 1,685—1,687 | 87—88 | 69,4—76,0 |

Граниты рапакиви Эстонии содержат богатый и разнообразный набор аксессуарных минералов. Всегда присутствуют флюорит, циркон и апатит. Спорадически встречаются ортит (скв. Найссаар 120, Эредаский и Неэмеский массивы), сфен (Мярьямааский и Неэмеский массивы), магнетит, пирит и рутил. Циркон, как правило, обладает идиоморфной призматической формой и присутствует в повышенных количествах по сравнению с другими докембрийскими гранитоидами Эстонии. Следует отметить, что флюорит до сих пор установлен только в породах группы рапакиви. Поэтому наличие его, особенно в ассоциации с идиоморфным цирконом, является важным диагностическим признаком.

По химическому составу (табл. 20) граниты рапакиви Эстонии очень близки к рапакиви Балтийского щита. Как указывалось уже ранее, на диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки их располагаются около точек главных разновидностей Выборгского рапакиви (рис. 4). Граниты, даже меланократные мярьямааские, характеризуются постоянно высоким содержанием щелочей, колеблющемся в пределах 7,5—10,50 вес. %. Во всех анализах калий преобладает над натрием. Отношение K_2O/Na_2O варьирует в пределах 1,6—2,9, но обычно составляет 1,8—2,2. Как исключение, количества этих щелочей почти равны в унакитовом микросенните.

Отличия химизма гранитов рапакиви Эстонии от разновидностей Выборгского массива сводятся к следующему. Во-первых, часть гранитов Эстонии имеет несколько более кислый и щелочной состав (рис. 4, анализы 2, 3, 15 и 16). Во-вторых, почти все векторы изученных гранитов длиннее векторов рапакиви Выборгского массива, что указывает на большую долю MgO в темной части породы. Чтобы более уверенно выяснить существование намечающейся тенденции, была составлена диаграмма

Химический состав гранитов рапакиви Эстонии

| Окис- лы | Рижский м-в | | Найссаарский м-в | | | Мярьямааский м-в | | | | | | | | | | | Неэмеский м-в | | | | | Эредаский м-в | |
|--------------------------------|-------------|-------|------------------|--------|--------|------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|---------------|--------|--------|--------|--------|---------------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
| SiO ₂ | 71,63 | 72,98 | 72,41 | 69,42 | 60,07 | 63,52 | 65,48 | 65,85 | 65,86 | 66,06 | 66,21 | 66,58 | 64,16 | 64,46 | 74,64 | 72,90 | 74,04 | 71,30 | 71,98 | 70,64 | 72,60 | 70,78 | 73,92 |
| TiO ₂ | 0,32 | 0,30 | 0,22 | 0,32 | 0,34 | 1,08 | 0,73 | 0,78 | 0,76 | 0,93 | 0,90 | 0,80 | 0,89 | 0,92 | 0,10 | 0,11 | 0,39 | 0,38 | 0,37 | 0,35 | 0,28 | 0,40 | 0,25 |
| Al ₂ O ₃ | 12,29 | 12,42 | 13,42 | 14,10 | 19,10 | 13,67 | 14,26 | 13,76 | 13,81 | 13,51 | 14,29 | 13,83 | 14,00 | 14,90 | 12,62 | 13,32 | 13,26 | 12,64 | 12,88 | 13,26 | 13,43 | 12,12 | 11,92 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,62 | 1,19 | 0,43 | 1,65 | 3,65 | 3,02 | 2,01 | 1,95 | 2,04 | 2,21 | 2,24 | 2,31 | 3,81 | 3,19 | 0,35 | 1,22 | 1,31 | 1,39 | 1,35 | 1,07 | 1,40 | 0,19 | 0,24 |
| FeO | 2,66 | 1,70 | 2,10 | 1,94 | 2,52 | 3,66 | 2,99 | 2,96 | 3,48 | 3,18 | 3,56 | 2,87 | 3,10 | 3,70 | 0,76 | 0,75 | 1,92 | 1,89 | 1,91 | 2,12 | 0,72 | 4,60 | 2,44 |
| MnO | 0,05 | 0,04 | 0,04 | — | 0,15 | 0,04 | — | сл. | сл. | 0,02 | 0,14 | 0,14 | 0,28 | 0,24 | — | — | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,06 | — | — |
| MgO | 0,65 | 0,18 | 0,28 | 0,54 | 0,61 | 1,83 | 1,35 | 1,43 | 1,42 | 1,60 | 1,24 | 1,40 | 1,78 | 1,23 | 0,40 | 0,43 | 0,57 | 0,60 | 0,61 | 0,71 | 1,13 | 0,84 | 0,63 |
| CaO | 1,19 | 1,07 | 1,32 | 1,34 | 2,37 | 3,78 | 2,98 | 3,11 | 3,04 | 2,93 | 2,88 | 2,95 | 3,40 | 3,40 | 1,78 | 1,35 | 2,77 | 2,53 | 2,50 | 2,66 | 1,92 | 1,68 | 1,32 |
| Na ₂ O | 2,60 | 2,82 | 3,02 | 2,45 | 5,10 | 2,93 | 3,30 | 2,81 | 3,00 | 2,88 | 2,77 | 3,01 | 2,50 | 2,60 | 3,20 | 2,80 | 2,90 | 2,80 | 2,80 | 2,75 | 2,85 | 2,22 | 2,18 |
| K ₂ O | 5,60 | 6,15 | 5,93 | 7,20 | 5,40 | 4,58 | 5,65 | 5,72 | 5,50 | 5,05 | 4,80 | 5,12 | 5,15 | 5,60 | 6,00 | 6,30 | 5,20 | 5,90 | 5,20 | 5,60 | 5,40 | 6,00 | 5,70 |
| P ₂ O ₅ | — | — | 0,15 | 0,07 | 0,06 | 0,46 | 0,32 | 0,34 | 0,32 | 0,39 | 0,33 | 0,30 | 0,48 | 0,44 | 0,01 | 0,03 | 0,14 | 0,13 | 0,13 | 0,12 | — | 0,12 | 0,08 |
| S общ. | 0,02 | — | <0,10 | 0,02 | <0,10 | 0,09 | 0,07 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | <0,10 | <0,10 | 0,18 | 0,17 | 0,03 | 0,03 | 0,14 | 0,05 | 0,10 | 0,14 | 0,19 | 0,01 | 0,02 |
| H ₂ O- | 0,30 | 0,13 | — | 0,19 | — | 0,12 | 0,12 | 0,14 | 0,14 | 0,13 | — | — | 0,33 | 0,33 | 0,11 | 0,15 | 0,21 | 0,16 | 0,17 | 0,14 | 0,20 | 0,19 | 0,15 |
| п.п.п. | 0,71 | 0,98 | 0,93 | 0,79 | 1,00 | 0,78 | 0,51 | 0,64 | 0,49 | 0,64 | 0,54 | 0,54 | 0,96 | 0,91 | 0,33 | 0,34 | 0,97 | 0,67 | 0,70 | 0,62 | 0,65 | 0,92 | 0,87 |
| Сумма | 99,64 | 99,96 | 100,35 | 100,03 | 100,47 | 99,56 | 99,77 | 99,58 | 99,94 | 99,61 | 100,00 | 99,95 | 101,02 | 102,09 | 100,33 | 99,73 | 102,86 | 100,47 | 100,74 | 100,22 | 100,83 | 100,07 | 99,72 |

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому, Na/K, F и $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \times 100$

| Числовые характери- стики | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| a | 13,6 | 14,8 | 15,0 | 15,6 | 19,4 | 13,1 | 14,5 | 14,3 | 14,3 | 13,7 | 13,1 | 13,8 | 12,9 | 13,7 | 15,1 | 14,9 | 13,7 | 14,2 | 13,3 | 13,9 | 13,6 | 13,2 | 12,8 |
| b | 1,3 | 0,7 | 1,3 | 1,6 | 2,9 | 2,6 | 1,7 | 2,0 | 2,0 | 2,1 | 3,0 | 2,2 | 2,8 | 3,1 | 0,5 | 1,2 | 1,9 | 1,1 | 1,7 | 1,8 | 1,9 | 1,3 | 1,4 |
| c | 5,0 | 3,4 | 3,1 | 4,2 | 7,7 | 11,2 | 8,1 | 8,7 | 9,0 | 9,1 | 8,0 | 8,4 | 10,8 | 9,3 | 3,3 | 2,8 | 5,1 | 5,8 | 5,1 | 5,4 | 4,2 | 6,5 | 3,6 |
| s | 80,1 | 81,1 | 80,6 | 78,6 | 70,0 | 73,1 | 75,7 | 75,0 | 74,7 | 75,1 | 75,9 | 75,6 | 73,5 | 73,9 | 81,1 | 81,1 | 79,3 | 78,9 | 79,9 | 78,9 | 80,3 | 79,0 | 82,2 |
| Г' | 77,3 | 74,5 | 76,1 | 77,0 | 75,5 | 53,9 | 51,9 | 51,6 | 54,4 | 53,7 | 66,9 | 55,7 | 60,2 | 65,9 | 33,3 | 59,5 | 54,5 | 50,0 | 56,0 | 53,1 | 46,1 | 68,1 | 66,7 |
| m' | 21,4 | 9,8 | 15,2 | 21,4 | 13,6 | 27,9 | 26,8 | 28,1 | 26,9 | 29,9 | 26,3 | 28,2 | 27,8 | 22,3 | 19,6 | 26,2 | 18,2 | 17,1 | 19,4 | 21,5 | 44,4 | 21,6 | 29,6 |
| c' | 1,3 | 15,7 | 8,7 | 1,6 | — | 18,2 | 21,3 | 20,3 | 18,7 | 16,4 | 6,8 | 16,1 | 12,0 | 11,8 | 47,1 | 14,3 | 27,3 | 32,9 | 24,6 | 25,4 | 9,5 | 10,3 | 3,7 |
| a' | — | — | — | — | 10,9 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| n | 41,6 | 41,0 | 43,3 | 33,9 | 59,0 | 49,0 | 46,9 | 42,5 | 45,3 | 46,5 | 46,9 | 47,1 | 42,4 | 41,6 | 44,8 | 40,2 | 46,1 | 41,6 | 45,0 | 43,0 | 44,6 | 35,4 | 36,5 |
| φ | 26,7 | 27,5 | 13,1 | 32,8 | 41,8 | 23,0 | 18,9 | 18,8 | 17,9 | 20,9 | 23,7 | 22,4 | 30,2 | 29,1 | 17,6 | 33,3 | 20,8 | 20,5 | 22,1 | 17,3 | 28,6 | 12,4 | 3,7 |
| t | 0,3 | 0,3 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 1,3 | 0,8 | 0,9 | 0,9 | 1,1 | 1,0 | 0,9 | 1,0 | 1,0 | 0,1 | 0,1 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 0,3 |
| Q | 31,7 | 31,9 | 29,9 | 24,4 | —1,7 | 17,4 | 20,7 | 19,4 | 18,8 | 20,7 | 22,6 | 21,4 | 18,4 | 17,3 | 31,5 | 31,2 | 29,3 | 28,3 | 31,5 | 28,2 | 31,5 | 30,3 | 37,4 |
| a/c | 10,5 | 21,1 | 11,5 | 9,7 | 6,7 | 5,0 | 8,5 | 7,2 | 7,2 | 6,5 | 4,4 | 6,3 | 4,6 | 4,4 | 30,2 | 12,5 | 7,2 | 12,9 | 7,8 | 7,7 | 7,1 | 10,2 | 9,1 |
| Na/K | 0,7 | 0,7 | 0,8 | 0,5 | 1,4 | 1,0 | 0,9 | 0,7 | 0,8 | 0,8 | 0,9 | 0,9 | 0,7 | 0,7 | 0,8 | 0,6 | 0,8 | 0,7 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,6 |
| F | 78,4 | 88,5 | 83,5 | 78,4 | 84,5 | 66,0 | 66,0 | 64,8 | 66,9 | 64,2 | 71,8 | 66,5 | 68,5 | 74,6 | 63,0 | 69,3 | 75,0 | 66,4 | 74,4 | 71,2 | 51,0 | 76,0 | 69,4 |
| $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \times 100$ | 35,1 | 36,8 | 17,1 | 43,8 | 56,9 | 42,7 | 36,4 | 36,4 | 32,9 | 38,9 | 35,9 | 41,2 | 52,8 | 44,0 | 35,3 | 56,0 | 38,1 | 41,0 | 39,6 | 32,6 | 64,4 | 3,0 | 5,6 |

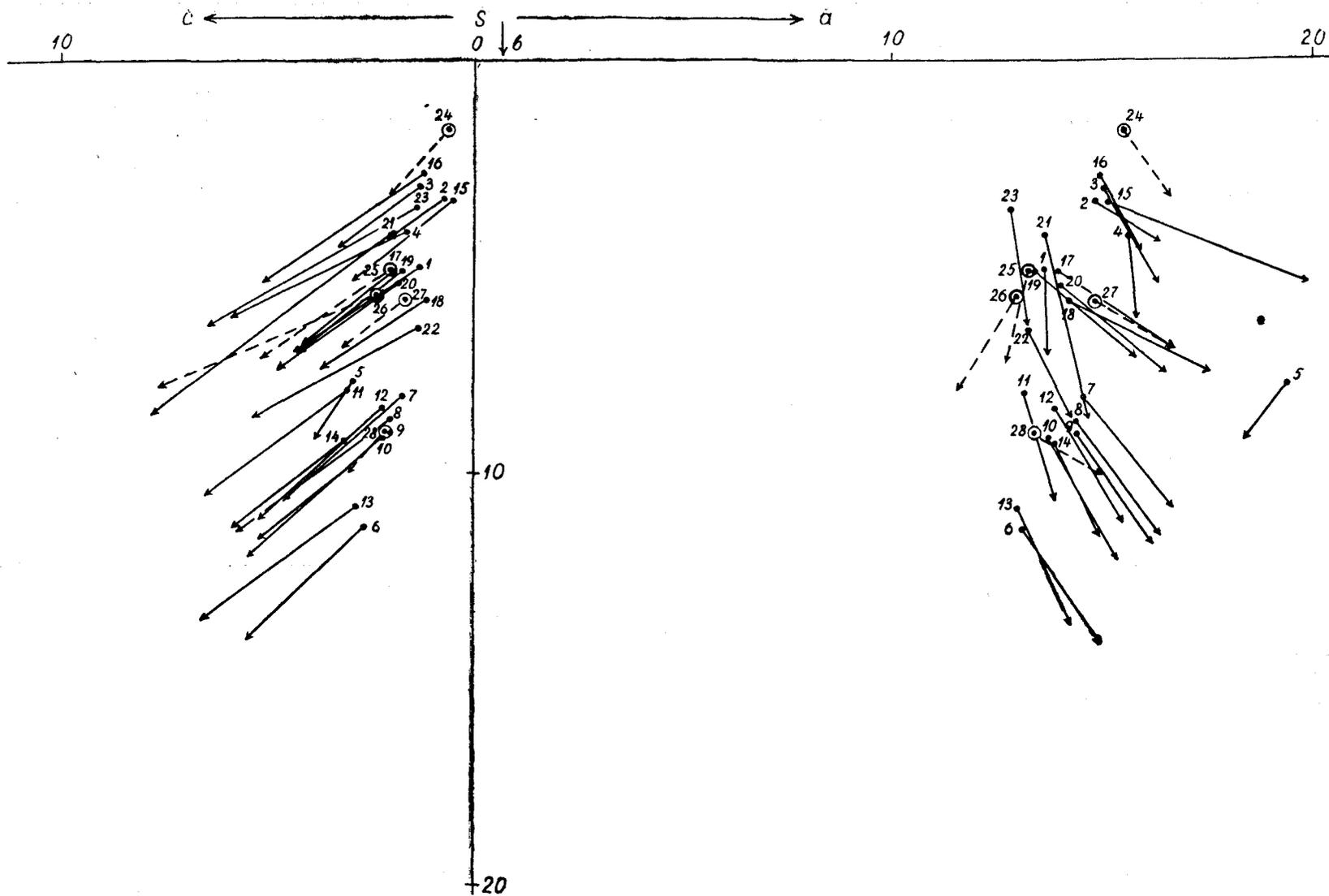


Рис. 4. Диаграмма по А. Н. Заварицкому для гранитов рапакиви Эстонии. Номера 1—23 соответствуют номерам в табл. 20. 24—28 — химические составы разновидностей рапакиви Выборгского массива, по Д. А. Великославинскому, 1953; 24 — аплит рапакиви (средний из 2 анализов), 25 — порфириовидный рапакиви, 26 — трахитоидный рапакиви, 27 — выборгит (средний из 4 анализов), 28 — лапее-гранит (средний из 4 анализов).

1. Обр. СГ2-28. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 562,2 м. Гранитпорфир рапакиви. (Центральная лаборатория Управления геологии СМ ЭССР, анал. Озерова).
2. Обр. СГ2-28^г. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 569,0—570,0 м. Гранит-порфир рапакиви. (Из коллекции С. Н. Тихомирова).
3. Обр. 115-117. Скв. Мурасте 115, глуб. 195,5 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (Центральная лаборатория Северо-Кавказского геологоуправления, анал. Бакурская).
4. Обр. 120-105. Скв. Найссаар 120, глуб. 138,2 м. Трахитоидный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
5. Обр. 120-118. Скв. Найссаар 120, глуб. 144,4 м. Унакитовый микросиенит, (ЦЛ Сев.-Кавк. УГ, анал. Похиленко).
6. Обр. 302-15. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 332,0 м. Порфиroidный гранит рапакиви, содержащий меланократовые участки. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
7. Обр. 302-34. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 370,0 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
8. Обр. 302-55. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 405,1 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
9. Обр. 302-72. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 438,4 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
10. Обр. 302-92. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 478,4 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
11. Обр. 302-1. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 480,5 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ Сев.-Кавк. УГ, анал. Бакурская).
12. Обр. 302-2. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 485,0 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ Сев.-Кавк. УГ, анал. Бакурская).
13. Обр. 9-12. Скв. Ваймыйза 9, глуб. 327,0 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
14. Обр. 5-1. Скв. Нисси 5, глуб. 249,7 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
15. Обр. 302-14^а. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 330,0 м. Аплит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
16. Обр. 302-54. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 403,1 м. Аплит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
17. Обр. Ф115-16. Скв. Неэме Ф115, глуб. 142,0—142,5 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
18. Обр. Ф115-25. Скв. Неэме Ф115, глуб. 150,9—151,3 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
19. Обр. Ф115-49. Скв. Неэме Ф115, глуб. 175,4—176,3 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
20. Обр. Ф115-74. Скв. Неэме Ф115, глуб. 199,3—199,8 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
21. Обр. Ф119-9. Скв. Каллавере Ф119, глуб. 175,4—175,0 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
22. Обр. 319-7. Скв. Эреда 319, глуб. 276,8 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
23. Обр. 319-73. Скв. Эреда 319, глуб. 342,5 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).

Mg — (FeO + Fe₂O₃) с привлечением химических данных по Выборгскому и Салминскому массивам (рис. 5). Как видно из диаграммы, граниты рапакиви Эстонии действительно обогащены магнием по сравнению с классическими рапакиви. Высоким содержанием магния выделяются граниты Мярьямааского массива. Остальные граниты тесно примыкают к полю рапакиви с «магнезиальной стороны» в последовательности: эредаские-неэемские граниты, найссаарские и кингисеппские граниты.

Если сравнивать соотношение щелочей (Na/K), общую железистость ($F = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+}} \times 100$) и степень окисления железа ($\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \times 100$) описываемых гранитов (табл. 19) с соответствующими величинами рапакиви Балтийского щита и субплатформенных гранитов Кольского полуострова по А. Н. Виноградову (1971), то получается, что породы Рижского и Найссаарского массивов соответствуют типичным рапакиви Балтийского щита, а породы Эредаского, Неэмеского и Мярьямааского массивов имеют некоторое промежуточное положение, специфичное для каждого массива.

Граниты рапакиви характеризуются повышенным содержанием ряда малых элементов: Pb, Sn, Ga, Mo, Sr, Ba, Y, Yb, La, Ce, Be (данные Я. Кивисилла). Присутствие большей части из них, очевидно, связано с акцессорной минерализацией. Содержание Nb, особо характерного для рапакиви (Тихомиров, 1965), не установлено из-за низкой чувствительности примененной методики спектрального анализа. Не определялся также существенный компонент гранитов рапакиви — фтор. Судя по количеству флюорита, содержание фтора близко к содержанию его в рапакиви, т. е. около 0,2—0,3% (Sahama, 1945).

Радиологический возраст гранитов, определенный различными методами, в общем сходится с возрастом рапакиви Балтийского щита (табл. 21).

Таблица 21

Данные радиологического возраста гранитов рапакиви Эстонии ¹¹

| Скважина, № образца | Метод | Минерал | Возраст, млн. лет |
|---|----------|----------|-------------------|
| Мурасте 115 обр. 115-1 | K—Ar | биотит | 1650 ± 30 |
| Ваймыйза 302 " обр. 302 ^A | " | калишпат | 1330 |
| " " | Pb—изот. | биотит | 1650 ± 20 |
| " " | " | циркон | 1700—1790 |
| Эреда 319, обр. 319-1 | K—Ar | биотит | 1620 ± 10 |
| " " | Rb—Sr | порода | 1710 |

¹¹ Данные Партии глубинного геологического картирования Управления геологии СМ ЭССР; определения выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ.

Значение 1330 млн. лет маловероятно. Древний возраст, до 1790 млн. лет, полученный свинцово-изотопным методом по циркону, также вызывает сомнение: циркон мярьямааского гранита иногда содержит округлое ядро, которое может быть захвачено из более древних пород.

Таким образом, граниты Эстонии обладают многими основными признаками рапакиви (состав, главные структурные особенности, акцессории, возраст) на основе чего они и отнесены к формации рапакиви.¹²

С другой стороны, отмечаются некоторые отличия: отсутствие овоидального строения и структуры рапакиви, меньшая железистость пород и биотита. Эти отличия, как указано выше, специфичны для каждого массива.

В структурно-петрографическом отношении граниты рапакиви Эстонии хорошо сопоставляются с гранитами рапакиви Балтийского щита. Так гранит-порфиры Рижского массива очень близки к гранофирам Ботнического залива (Eskola, 1928; Veltheim, 1962) и некоторым разновидностям рапакиви Аландских островов (Savolahti, 1962). Порфировидные граниты Мярьямааского, Неэмеского и Эредаского массивов скорее всего соответствуют гранитам мелких массивов типа Онас, Оббнас, Бодом и др. в Южной Финляндии. Эти массивы слагаются также порфировидными гранитами, микроклиновыми, лишенными или почти лишенными структуры рапакиви (Sederholm, 1923 и 1926; Эскола, 1961). Интересно отметить, что по данным 6 химических анализов (Nackap, 1905; Lokka, 1934) граниты мелких массивов (Лемланд, Онас, Оббнас и Ава) обладают несколько пониженной общей железистостью по сравнению с истинными рапакиви.

Относительно стратиграфического положения гранитов мелких массивов существовали различные взгляды. И. Седергольмом (Sederholm, 1930, 1932) они причислялись к III группе гранитов, посторогенных, но несколько более древних, чем рапакиви. Более поздние исследования, особенно радиологические (Kouvo,

¹² В настоящей работе термин «гранит рапакиви» употребляется в широком смысле, для обозначения формационной принадлежности, определяемой комплексом признаков. Это может вызвать возражение со стороны тех, кто главными признаками считают структуру рапакиви в узком смысле и предельно высокую железистость пород. Относительно последнего взгляда некоторые замечания. Структура породы — индикатор условий и истории кристаллизации и лишь косвенно отражает формационную природу. Насколько известно автору, в других отраслях петрографии отнесение к какой-либо формации никогда не проводилось на основе одного структурного критерия. Что касается структуры рапакиви в узком смысле, то она по многим причинам не может служить решающим критерием: 1) она описана во многих гранитоидных породах, не имеющих никакого отношения к формации рапакиви; 2) она отсутствует во многих разновидностях классических массивов рапакиви (Выборгский, Аландский и др.); 3) как показано А. Саволахти (Savolahti, 1962) размер зерна и встречаемость овоидальной структуры в гранитах рапакиви прямо пропорциональны размерам массивов, свидетельствуя, по-видимому, о зависимости их от общих тепловых ресурсов магматической массы; 4) по-видимому, более постоянными структурными критериями гранитов рапакиви являются наличие нескольких генераций минералов и идиоморфизм кварца первой генерации. Опыт показывает, что аналогичным путем нельзя абсолютизировать такие признаки как высокая железистость, абсолютный возраст и другие, дающие также естественные отклонения.

1958), показали синхронность гранитов III группы с овоидными рапакиви. В результате П. Эскола и А. Симонен склонялись к объединению этих двух групп (Simonen, 1960; Эскола, 1961; Eskola, 1963). В последнее время граниты III группы и рапакиви рассматриваются финскими геологами как комагматические (Vogta, 1971). Правда, имеются данные, свидетельствующие о том, что среди указанных постороженных калиевых гранитов имеются более древние члены, например, массив Ава (Bergman, 1971).

В свете изложенного не исключено, что граниты рапакиви Эстонии будущими исследованиями расчленяются на более мелкие единицы, например на субформации и т. п.

ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ

Магматическое происхождение

Магматический генезис гранитов рапакиви Эстонии не вызывает сомнений. Об этом свидетельствуют все главные особенности гранитов, а в первую очередь, секущий характер массивов (Эредаский, Мярьямааский), структурные черты (структура породы, зональность породообразующих минералов) и наличие жильной аплитовой фации. Более того, модифицируя мысль П. Эскола (1961, стр. 202) хочется утверждать, что среди гранитоидов кристаллического фундамента Эстонии граниты рапакиви являются наиболее типичными представителями магматического происхождения.

Магматического генезиса придерживалось подавляющее большинство исследователей рапакиви (И. Седергольм, В. Валь, П. Эскола, Д. А. Великославинский, А. Саволахти, Л. П. Свириденко и др.). Из немагматических гипотез наибольший интерес представляет гипотеза Н. Г. Судовикова (1967), рассматривающая формирование рапакиви на фоне геосинклинального развития, в связи с региональным метаморфизмом и гранитообразованием. Не вдаваясь в подробности, отметим, что изложенный выше материал не согласуется с одним из главных аргументов Н. Г. Судовикова — с предположением о метаморфическом образовании фенокристаллов калишпата. Наблюдающиеся в обоих полевых шпатах элементы правильной зональности, карлсбадское двойникование и другие черты могут объясниться только исходя из магматической кристаллизации.

Тем самым нельзя отрицать некоторых проявлений метасоматоза, характерных для конечной стадии кристаллизации. К ним относятся: замещение плагиоклаза калишпатом и биотита полевыми шпатами (мярьямааские и неэмеские граниты), частичное замещение калишпата плагиоклазом (скв. Кингисепп СГ2), унакитизация (скв. Найссаар 120 и Кингисепп СГ2) и некоторые дру-

гие. Однако эти преобразования в общем процессе формирования породы имеют явно второстепенное значение.

Если граниты в целом являются типичными перекристаллизованными породами, то описываемые граниты рапакиви отличаются сравнительно низкой степенью позднемагматической перекристаллизации. Это выражается: в сохранении в той или иной мере формы высокотемпературного кварца, в зональности полевых шпатов, в неуравновешенности состава плагиоклаза и т. д. Представляется, что низкая степень перекристаллизации и некоторая неравновесность минерального парагенезиса при общем однородном сложении свойственны всем рапакиви, составляя их характернейшую особенность.

По-видимому, эта особенность может объясниться двумя причинами: 1) быстрой и высокотемпературной кристаллизацией, т. е. становлением в относительно приповерхностных условиях и 2) кристаллизацией относительно сухой (бедной водой) магмы. Нужно отметить, что оба условия приняты для пород формации рапакиви (Sederholm, 1932; Eckermann, 1937; Savolahti, 1962; Свириденко, 1968).

Условия и история кристаллизации

Глубина формирования. Определять глубину становления массивов Эстонии по обычно используемым геологическим данным (взаимоотношения с рамой, контактовые явления, истинная форма тела и т. д.) не представляется возможным. Главными критериями пока служат структуры и текстуры пород и аналогия со сходными образованиями.

Что касается гранит-порфиров Рижского массива, особенно кингисеппских, то четкая двуэтапность кристаллизации и тонкозернистая микропегматитовая структура основной массы — прямые свидетели неглубокого образования их. На это же указывает, по-видимому, и частая встречаемость миароловых пустот. Ф. К. Шипулин (1968) отмечает, что миароловые пустоты в гранитоидах Дашкесана приурочены к апикальным частям массивов.

Сложнее интерпретировать глубину образования (точнее, эрозионного среза) других массивов. Учитывая признаки неравновесности структуры и состава можно эстонские граниты рапакиви располагать в следующий ряд: гранит-порфиры северной части Рижского массива → трахитоидные и порфиroidные граниты Найссаарского массива → порфиroidные граниты Мярьямааского, Неэмеского и Эредаского массивов. Любопытно, что почти такой же ряд получится, используя коэффициент, предлагаемый А. М. Гинатуллиным (1966): кварцевые порфиры о. Суурсаар (эффузивная фация, для сравнения); $K_f = Fe_2O_3 : MgO$, в вес. % % составляет 2,8—14,0 → Рижский массив (2,5—6,6) → Найссаар-

ский массив (1,5—5,9) → Мяръямааский массив (1,4—2,6) →
→ Неэмеский массив (1,2—2,3) → Эредаский массив (0,26—0,38).

А. Ворма (Vorma, 1971) на основе структуры особенностей и кинетики перехода ортоклаза в микроклин считает, что комагматические с рапакиви порфиоровидные граниты Финляндии образовались в более глубинных условиях, по сравнению с типичными рапакиви.

Предположение А. Ворма согласуется с приведенными выше данными. Однако структура породы — не только функция глубины формирования, но и функция других условий кристаллизации, например, содержания летучих компонентов. Существует альтернативное решение: порфиоровидные граниты рапакиви образовались на той же глубине, что рапакиви, но при несколько повышенном содержании воды. Действительно, многие особенности порфиоровидных гранитов рапакиви объяснимы кристаллизацией несколько обогащенной водой магмы — пониженная железистость биотита, в парагенезисе с магнетитом, присутствие в породе вместо ортоклаза микроклина, развитие местами микроклина по плагиоклазу и др. По-видимому, решение этого вопроса в данное время преждевременно. Тем не менее можно утверждать, что по сравнению с другими докембрийскими гранитоидами граниты рапакиви являются относительно приповерхностными. Л. П. Свириденко (1968) оценивает глубину становления салминских гранитов рапакиви в 2,5—3,0 км.¹³

Имея в виду проблему пространства, особо остро возникающую при объяснении размещения значительных масс магмы, и удовлетворительно пока не решенной, а также сказанное выше, невольно возникает предположение о поверхностном образовании (под покровом своих же эффузивных аналогов) по крайней мере части массивов рапакиви. Такая идея не нова: для некоторых шведских пород она высказана Р. Дэли (Eckermann, 1937). И еще, уже в 1932 г. И. Седерхольм писал (Sederholm, 1932, стр. 25): «Граниты рапакиви затвердели под покровом древних пород в виде лакколитоподобных пластов, а в некоторых местах в виде эффузивных слоев, залегающих на древних осадках и вулканических образованиях» (перевод автора).

Температура кристаллизации. Классические рапакиви единодушно считаются высокотемпературными образованиями (Savolahti, 1962; Свириденко, 1968; Vorma, 1971). Граниты рапакиви Эстонии обнаруживают как признаки высокой температуры (параморфозы по высокотемпературному кварцу, отчасти — значительная железистость биотита), так и низкой (калишпац представлен главным образом высокотриклинным микроклином).

¹³ По этой причине автор воздержался от использования к телам рапакиви термина «плутон». «Плутон», «плутонические породы» обозначают прежде всего интрузивные тела и породы глубокого заложения.

Примером политермической (и, по-видимому, полибарической) кристаллизации служат гранит-порфиры скв. Кингисепп. Начало кристаллизации (стр.) протекает при высокой температуре (дипирамидальный кварц, сильно пертитовый существенно моноклинный калишпат); завершается кристаллизация образованием низкотемпературной ассоциации в миароловых пустотах и частичной унакитизацией породы.

Порфиroidные граниты Мяръямааского, Неэмеского и Эредаского массивов затвердели, по-видимому, в общем при несколько более низкой температуре, обусловленной относительно повышенным содержанием воды или большей глубиной (?), хотя политермическая история также не вызывает сомнения. В результате породы в значительной мере претерпели позднемагматическую перекристаллизацию. Это выражается в дорастании дипирамидального кварца, вследствие чего первоначальная форма лучше устанавливается по зональному строению (Кууспалу, 1971), в упорядочении первичного ортоклаза и в превращении его в микроклин, в позднем развитии микроклина по плагиоклазу (Мяръямааский массив) и др. В. Клейном произведено 5 определений титана в магнетите из гранитов скв. Ваймыйза 302. Полученные низкие содержания — 0,26—0,33% титана — по термометру Е. Баддингтона соответствуют температурам кристаллизации ниже 500°С. Эти значения вполне правдоподобны для заключительного этапа кристаллизации, так как отмечается позднее развите сфена по магнетиту.

Граниты Найссаарского массива по истории и условиям кристаллизации занимают, по-видимому, промежуточное положение.

Порядок кристаллизации. Ход кристаллизации гранитной магмы обычно рассматривается на основе тройных диаграмм: кварц—ортоклаз—альбит. Точки нормативных составов гранитов рапакиви Эстонии на этих диаграммах размещаются на ортоклазовой стороне, со средним составом около 40% ортоклаза, 30% альбита и 30% кварца (рис. 6).

Согласно диаграмме О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958) (рис. 6а), кристаллизация должна была бы начинаться с выделения ортоклаза, а в некоторых случаях, в зависимости от давления H_2O , с ортоклаза и кварца. Однако диаграмма не учитывает влияния аортитового компонента, содержание которого относительно высокое в гранитах рапакиви Эстонии. В аортитсодержащих гранитных системах (рис. 6б и в) с повышением аортитового составляющего поле альбита расширяется и минимум сдвигается к стороне кварц—ортоклаз. В результате этого точки составов гранитов рапакиви попадают уже в поле плагиоклаза и очень редко — ортоклаза (6б и в); т. е. при давлениях H_2O 2000 и 1000 бар первым должен кристаллизоваться преимущественно плагиоклаз. То же отмечает А. Ворма для большинства рапакиви Выборгского массива (Vorma, 1971).

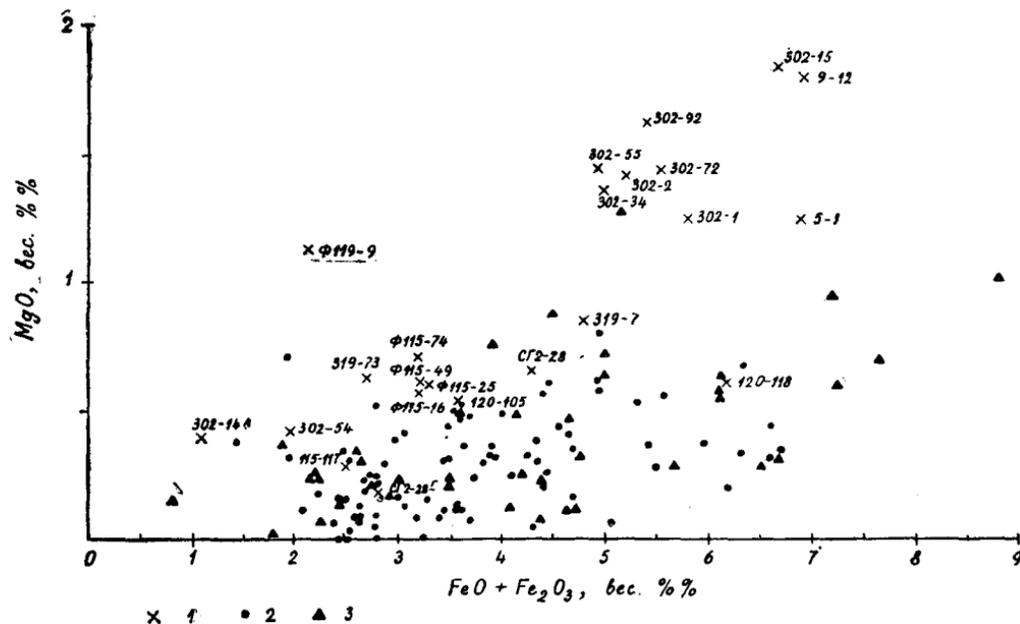


Рис. 5. Соотношение содержаний MgO и FeO+Fe₂O₃ в гранитах рапакиви Эстонии и в рапакиви Выборгского и Салминского массивов. 1 — граниты рапакиви Эстонии (23 анализа, 2 — рапакиви Салминского массива (83 анализа, Свириденко 1968), 3 — рапакиви Выборгского массива (40 анализов; Lokka, 1934; Великославский, 1953; Vorma, 1971)

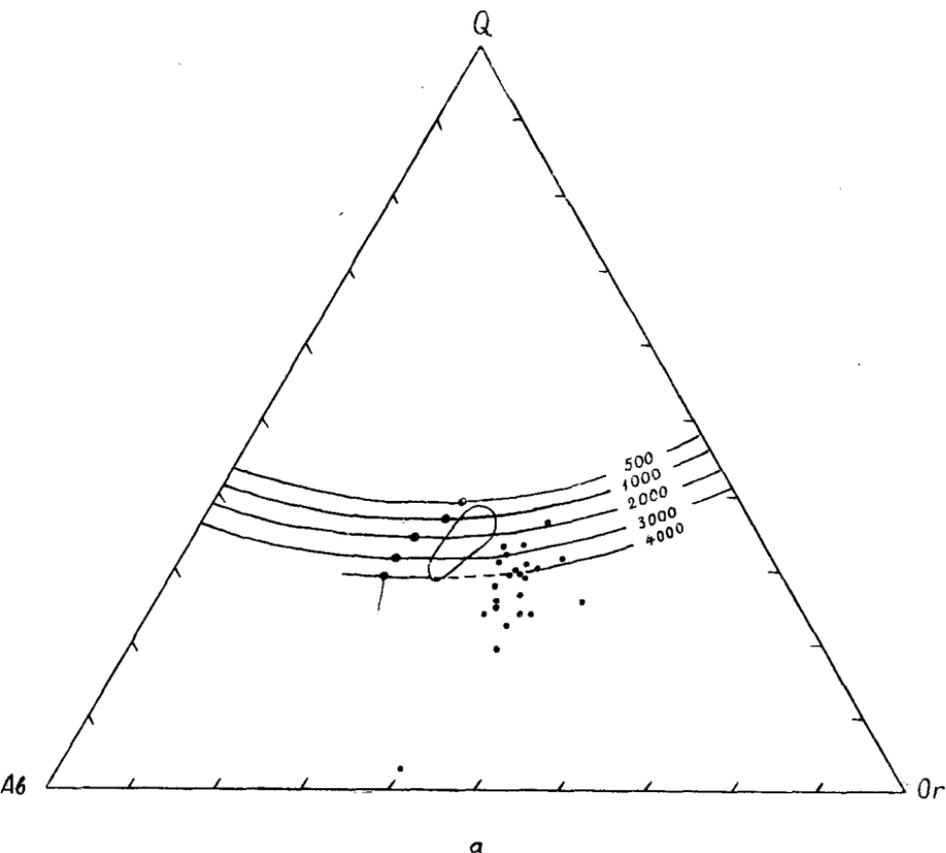
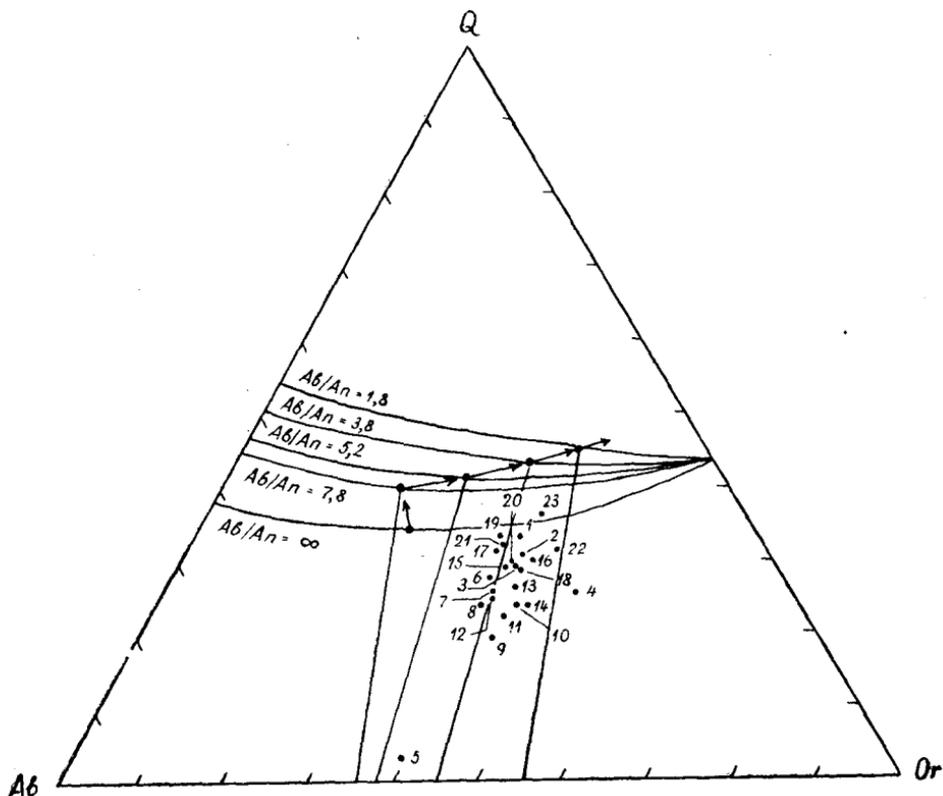


Рис. 6. Положение точек нормативных составов гранитов рапакиви Эстонии на различных тройных диаграммах гранитных систем. Цифры около них соответствуют порядковым номерам в табл. 19.

а) Диаграмма тройного минимума в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ в зависимости от давления H_2O (500—4000 кг/см²) (Tuttle, Bowen, 1958)

Представляется однако, что последние диаграммы также нельзя прямо использовать для определения порядка кристаллизации. Необходимо еще ввести поправку на характернейший гранитам рапакиви летучий компонент — HF. Помимо того, что HF резко снижает точку плавления гранита, его примесь изменяет фазовые взаимоотношения в системе: уменьшает поле устойчивости полевого шпата относительно кварца (Wyllie, Tuttle, 1961). Фтор и водосодержащая гранитная система детально не изучена, но судя по влиянию HCl (рис. 6г) можно ожидать существенное смещение «тройного» минимума в сторону ребра альбит-ортоклаз. Это означает, что в определенных условиях (высокое давле-

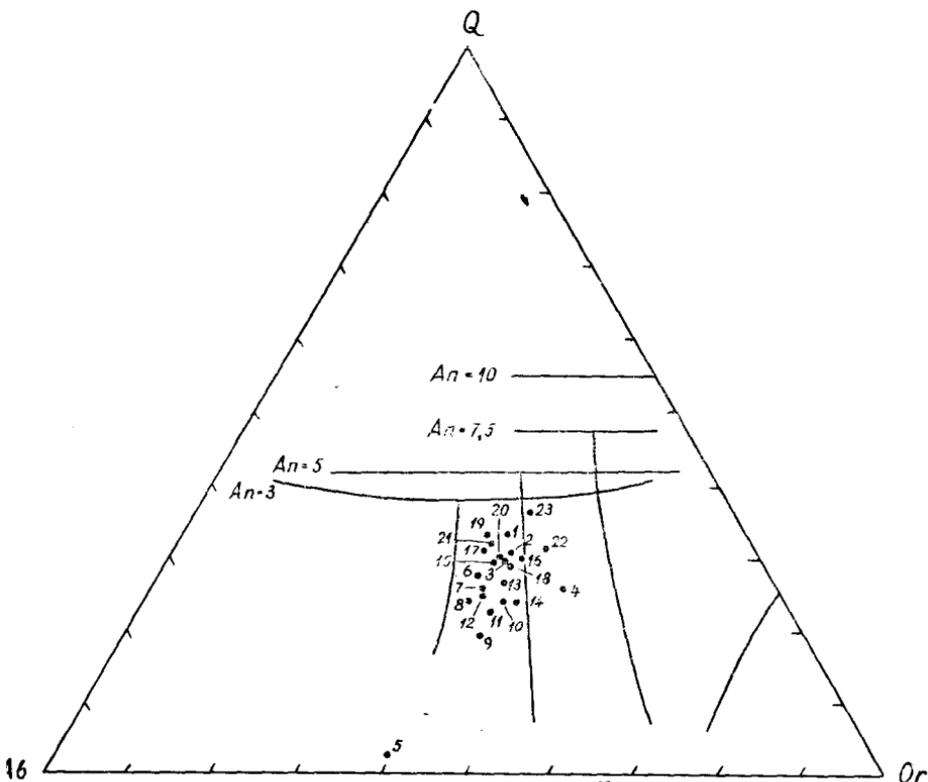


6

Рис. 6. б) Положение тройного минимума в системе обсидиан — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ при давлении H_2O 2000 бар в зависимости от доли анортита (Платен, 1967). Соотношение Ab/An в изученных образцах: 1 — 4,2; 2 — 8,1; 3 — 5,2; 4 — 3,6; 5 — 4,1; 6 — 2,4; 7 — 3,9; 8 — 3,1; 9 — 3,3; 10 — 3,0; 11 — 2,1 12 — 2,9; 13 — 1,9; 14 — 1,9; 15 — 13,3; 16 — 5,0; 17 — 3,3; 18 — 5,7; 19 — 3,5; 20 — 3,4; 21 — 3,3; 22 — 3,5; 23 — 3,5.

ние HF, наличие анортитовой осставляющей) в безводной системе гранитный минимум, по-видимому, может занимать область составов гранитов рапакиви. Принципиально такой же эффект можно ожидать в системе, содержащей из летучих одну воду и анортитовый компонент, в условиях повышенных давлений.

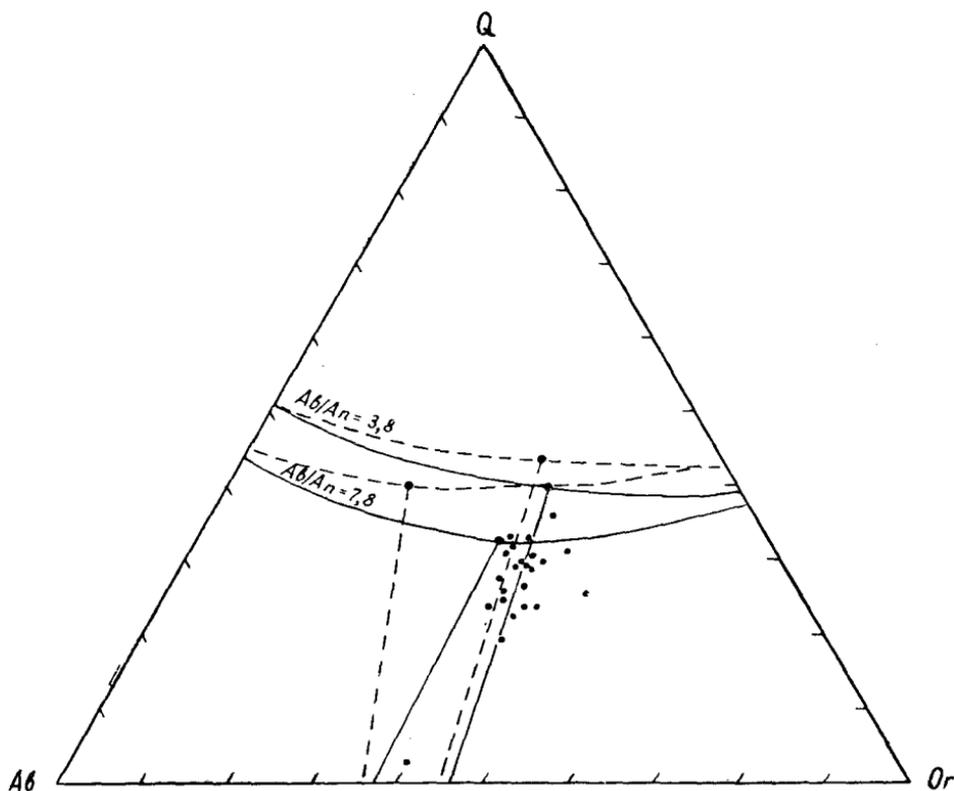
Отсюда следует несколько важных выводов. 1. Богатая калием магма (в том числе магма рапакиви) принципиально может рождаться в результате анатексиса глубоких горизонтов земной коры, причем, по-видимому, в несколько варьирующих условиях. Это хорошо связывается с геологическими данными (см. раздел



6

Рис. 6. в) Положение тройного минимума в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — Si_2O_2 — H_2O при давлении H_2O 1000 бар в зависимости от количества анортита An. Диаграмма по Джемсу и Гамильтону, 1969 (Vogt, 1971). Нормативные количества An при $\text{Ab} + \text{An} + \text{Or} + \text{Q} = 100$: 1 — 6,2; 2 — 3,4; 3 — 5,6; 4 — 6,7; 5 — 12,3; 6 — 13,1; 7 — 8,8; 8 — 9,3; 9 — 9,6; 10 — 10,2; 11 — 14,1; 12 — 10,8; 13 — 14,2; 14 — 14,5; 15 — 2,3; 16 — 5,4; 17 — 8,7; 18 — 4,9; 19 — 7,9; 20 — 8,2; 21 — 8,3; 22 — 6,5; 23 — 6,2.

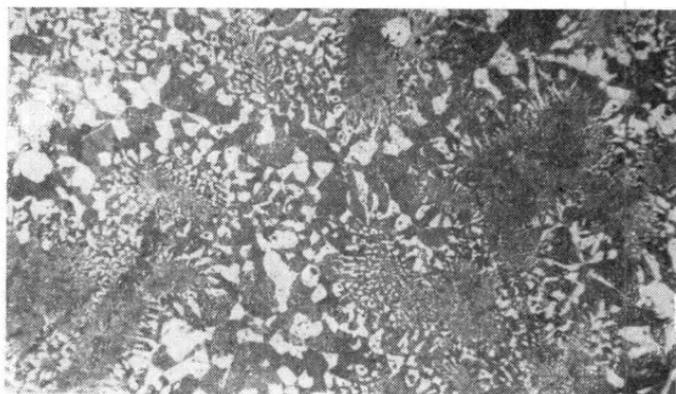
«Тектоническое положение и происхождение магмы рапакиви»). Работы по гранитным системам последних лет подкрепляют приведенное суждение (Анфилогов и др., 1971; Дубровский, 1972). Этим самым отпадают трудности в объяснении возникновения калиевой магмы, требовавшие ранее привлечения механизма калиевого метасоматоза (Eskola, 1956; Судовиков, 1967). 2. Давление летучих компонентов существенно контролирует ход кристаллизации. Скачкообразные изменения его должны вызывать резкие смены минеральных ассоциаций. Многие структурные



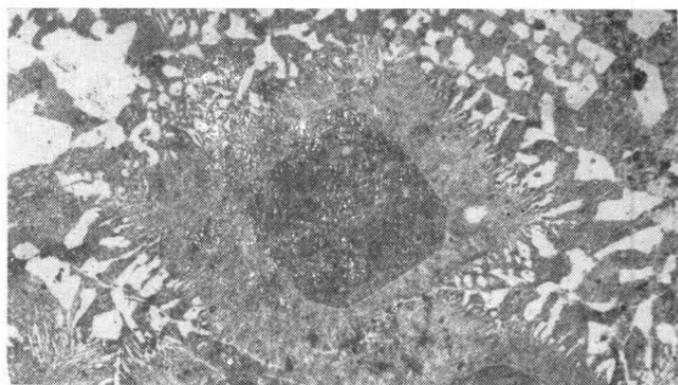
2

Рис. 6. г) Смещение тройного минимума в результате прибавления к системе в качестве флюидной фазы раствора HCl. Пунктир: диаграмма системы обсидиан — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ при давлении 2000 бар и при различных соотношениях Ab/An. Сплошная линия: диаграмма системы обсидиан — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—0,05 M}$ раствор HCl при давлении 2000 бар и при различных соотношениях Ab/An (Платен, 1967).

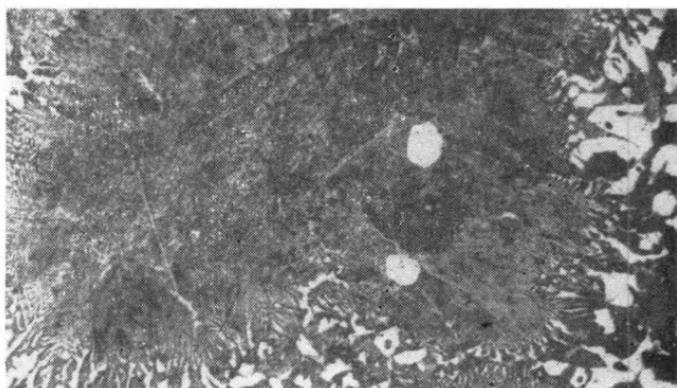
особенности гранитов рапакиви иллюстрируют это положение. З. Так как положение гранитного минимума сильно зависит от присутствия или отсутствия нескольких компонентов, то существует множество гранитных минимумов. Словами М. И. Дубровского (1972, стр. 448): «Граниты в широком диапазоне составов могут быть «гранит-минимумами» или ... «эвтектическими гранитами». Следовательно, существующие диаграммы фазового состояния не позволяют еще подробно анализировать историю кристаллизации и выплавления гранитной магмы, ибо природные системы всегда сложнее искусственных. Тем не менее тенденции,



1

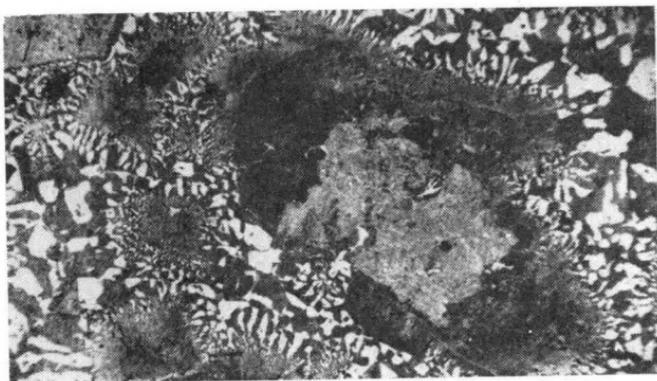


2



3

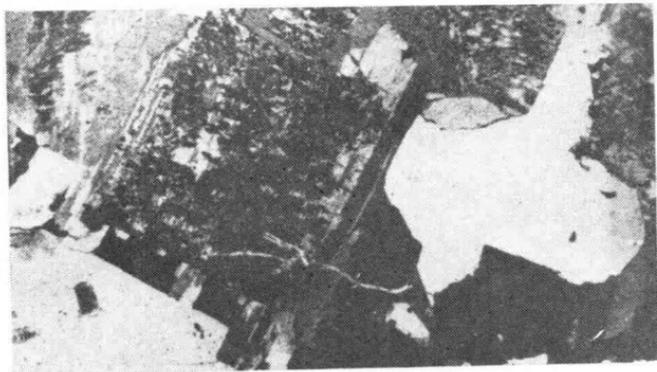
1

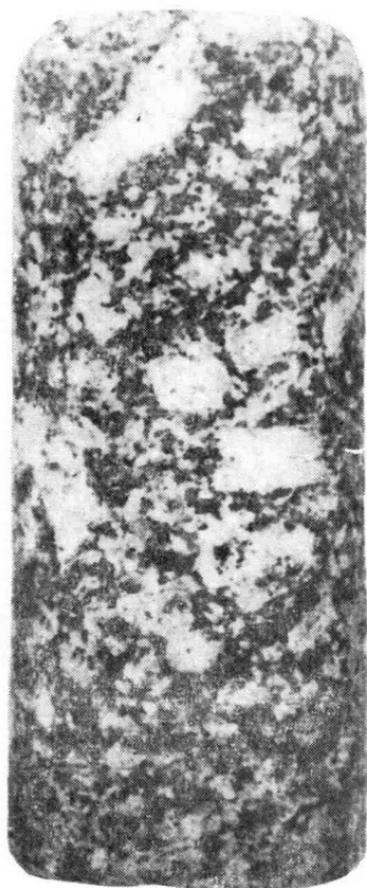


2

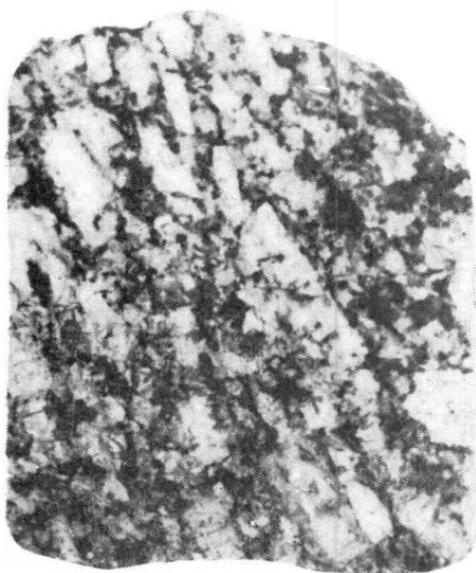


3





I



2

Табл. IV

a

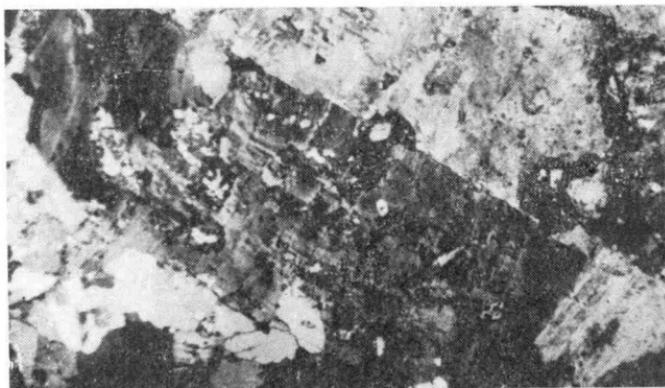


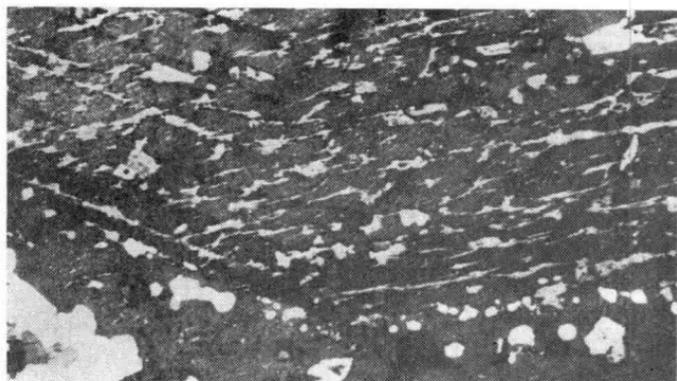
1



6

2

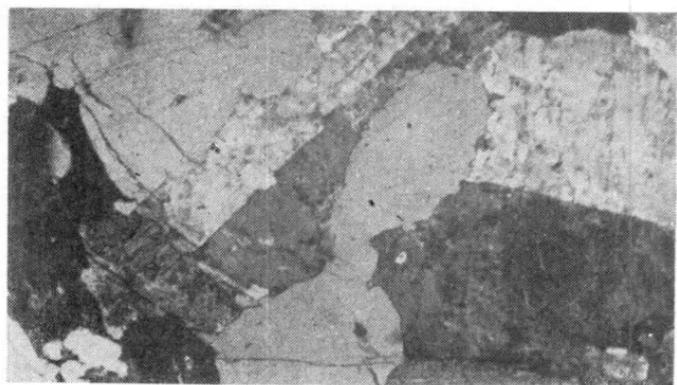




1

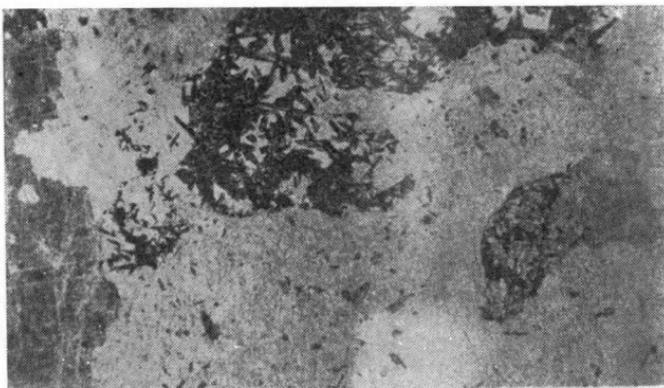


2



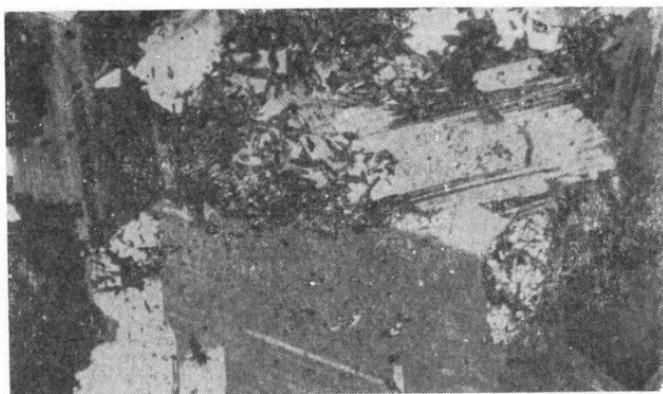
3

a

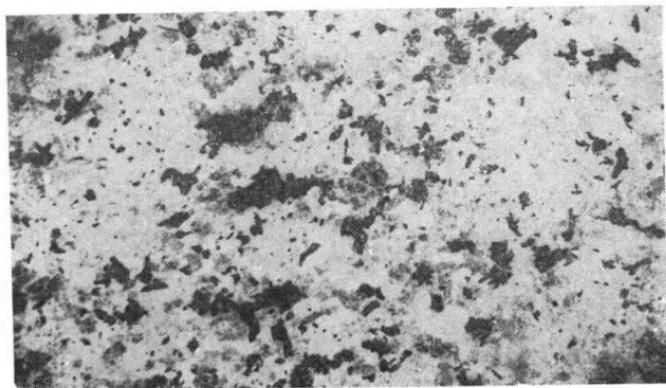


1

б



2





I



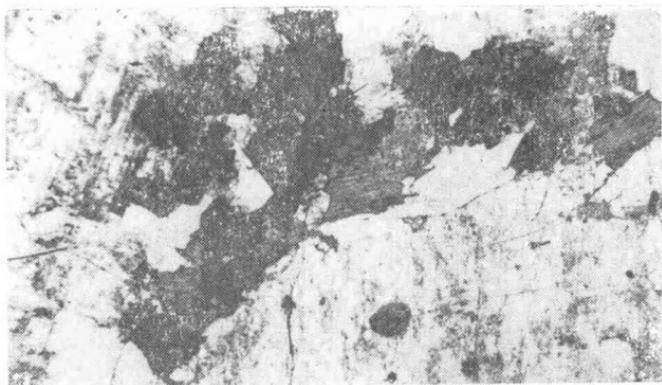
2

а

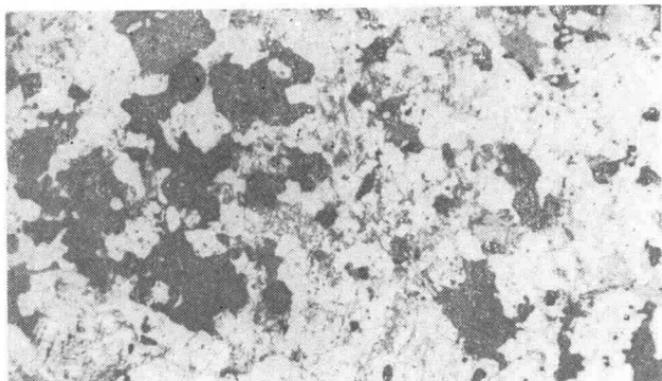


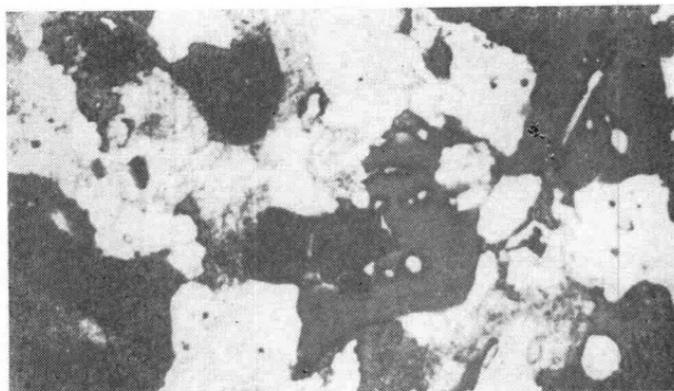
1

б

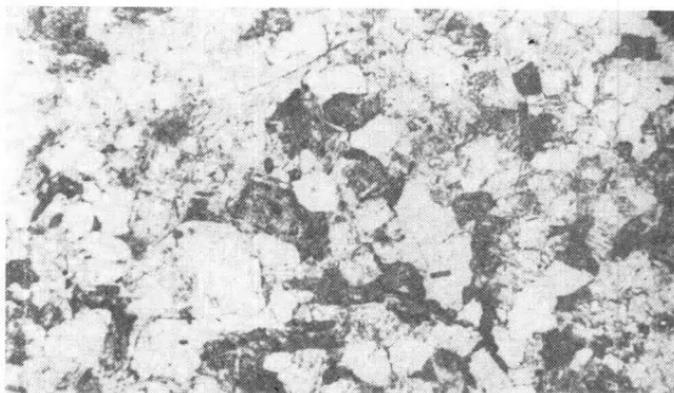


2





1



а



2

б



a

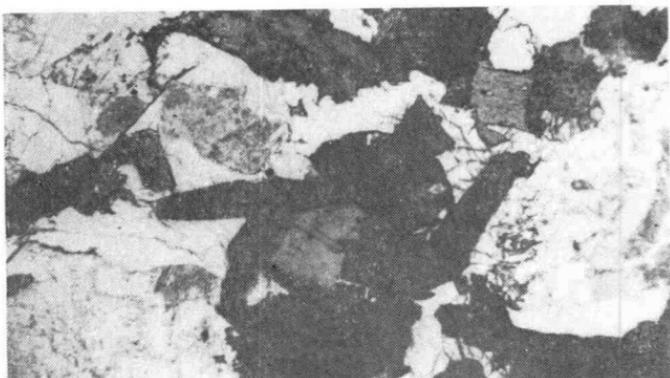


б

I



1



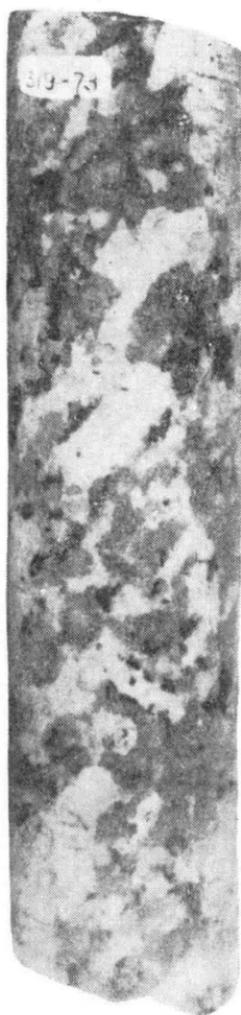
2



3



a



б

I

Табл. I.

Рис. 1. Микропегматитовая основная масса Кингисеппского гранит-порфира рапакиви. Шлиф СГ2-27. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 557,1 м. $\times 10$, без анализатора.

Рис. 2. Идноморфный фенокристалл калишпата с каймой микропегматита в гранит-порфире. Шлиф СГ2-27. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 557,1 м. $\times 25$, без анализатора.

Рис. 3. Вкрапленники дипирамидального кварца в гранит-порфире. Шлиф СГ2-27. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 557,1 м $\times 25$, без анализатора.

Табл. II.

Рис. 1. Вкрапленники плагиоклаза, обросший кальевым полевым шпатом. Шлиф СГ2-29. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 569,8 м. $\times 10$, без анализатора.

Рис. 2. Характер перехода микропегматитовой основной массы в мнуроловую пустоту (правый верхний угол снимка), Кингисеппский гранит-порфир. Шлиф СГ2-29. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 569,8 м. $\times 10$, без анализатора.

Рис. 3. Обрастание кальевого полевого шпата плагиоклазом около мнуроловой пустоты в гранит-порфире рапакиви. Шлиф СГ2-29. Скв. Кингисепп СГ-2, глуб. 569,8 м. $\times 25$, с анализатором.

Табл. III.

Рис. 1. Порфироидный гранит рапакиви. Обр. 115-113. Скв. Мурасте 115, глуб. 190,9—191,1 м. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

Рис. 2. Трахитондный унакитизированный гранит рапакиви. Обр. 120-112. Скв. Найссаар 120, глуб. 142,5—143,5 м. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

Табл. IV.

Рис. 1. Порфироидный гранит рапакиви скв. Мурасте. Шлиф 115-117. Скв. Мурасте 115, глуб. 195,5 м. $\times 10$, а — без анализатора, б — с анализатором.

Рис. 2. Зональный карлсбадский двойник кальевого полевого шпата. Шлиф 115-109. Скв. Мурасте 115, глуб. 186,9 м. $\times 10$, с анализатором.

Табл. V.

Рис. 1. Часть зонального кристалла калишпата в порфиоровидном граните рапакиви. Зональность создается зональным распределением пертитовых вростков и включений кварца. Шлиф 115-116. Скв. Мурасте 115, глуб. 194,6 м. $\times 10$, с анализатором.

Рис. 2. Часть зонального вкрапленника калишпата. Зональность создается чередованием слоев различной триклинности и зональным распределением включений. Шлиф 115-4 II. Скв. Мурасте 115, глуб. 190,9 м. $\times 10$, с анализатором.

Рис. 3. Трахитондный гранит рапакиви. Шлиф 120-4. Скв. Найссаар 120, глуб. 138,0 м. $\times 10$, с анализатором.

Табл. VI.

Рис. 1. Унакитизированный трахитондный гранит рапакиви. В верхней части снимка — скопления призматических кристаллов эпидота. Шлиф 120-0. Скв. Найссаар 120, глуб. 143,0 м. $\times 10$. а — без анализатора, б — с анализатором.

Рис. 2. Жильный унакит-сиенит. Шлиф 120-118. Скв. Найссаар 120, глуб. 144,4 м. $\times 10$, без анализатора.

Табл. VII.

Рис. 1. Порфиоровидный гранит Мярьямааского массива, содержащий перекристаллизованный ксенолит. Обр. 302-72. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 439,2—439,3 м. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

Рис. 2. Порфиоровидный гранит рапакиви Мярьямааского массива с вкрапленником калишпата, окруженным оболочкой плагиоклаза (в нижней части снимка). Обр. 302-14^A. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 330,7—330,8 м. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

Табл. VIII.

Рис. 1. Порфиоровидный гранит рапакиви Мярьямааского массива. Шлиф 302-1. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 304,2 м. $\times 10$. а — без анализатора, б — с анализатором.

Рис. 2. Ксенолит из порфиоровидного гранита рапакиви. Шлиф 302-1013. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 386,9 м. $\times 10$, без анализатора.

Табл. IX.

Рис. 1. Гранобластовый агрегат биотита, плагиоклаза и кварца в ксенолите из порфиroidного гранита рапакиви. Шлиф 302-1013. Скв. Ваймйиза 302, глуб. 386.9 м. $\times 25$, без анализатора.

Рис. 2. Аплит рапакиви. Шлиф 302-1015. Скв. Ваймйиза 302, глуб. 403.3 м. $\times 10$, а — без анализатора, б — с анализатором.

Табл. X.

Рис. 1. Общий вид порфиroidного гранита рапакиви Эредаского массива. Скв. Эреда 319, а — обр. 319-19, глуб. 289.7—289.9 м; б — обр. 319-73, глуб. 342.5—342.7 м, $\frac{3}{4}$ нат. вел.

Табл. XI.

Рис. 1. Порфиroidный гранит рапакиви Эредаского массива. Шлиф 319-73. Скв. Эреда 319, глуб. 342.5 м. $\times 10$, с анализатором.

Рис. 2. Псевдоморфозы по ортиту (темные, в центральной части снимка). Шлиф 319-35. Скв. Эреда 319, глуб. 305.4 м. $\times 10$, без анализатора.

Рис. 3. Мозачное погасание деформированного кварца. Шлиф 319-77. Скв. Эреда 319, глуб. 345.9 м. $\times 10$, с анализатором.

Табл. XII.

Рис. 1. Общий вид порфиroidного гранита рапакиви Пеземского массива. Скв. Пызсуу Ф 106, а — обр. 106-5, глуб. 192.5—192.7 м; б — обр. 106-4, глуб. 195.1—195.2 м, $\frac{3}{4}$ нат. вел.

закономерности, выявленные экспериментами, не заменимы в петрологических построениях.

Обратимся к фактическому материалу. Исключительно четко порядок кристаллизации магмы запечатлен в кингисеппском гранит-порфире. Породообразующие минералы в нем представлены несколькими генерациями, в том числе плагиоклаз, образующийся в начале и в конце затвердевания породы. Сущность кристаллизации — это прерывисто-непрерывный процесс, управляемый составом магмы относительно «эвтектического» и, в большой мере, внешними термодинамическими условиями и режимом летучих. Возникают и антирапакиви-структура и структура рапакиви; первая в раннюю стадию кристаллизации, вторая — в позднюю. Структура рапакиви возникает в результате обрастания и частичного замещения более раннего калишпата. Подробнее возможная интерпретация хода кристаллизации была дана ранее (стр. 90).

Что касается остальных гранитов, то здесь определение порядка кристаллизации носит в той или иной степени спекулятивный характер. Проявившаяся поздняя частичная перекристаллизация значительно затушевывала первичные соотношения минералов. По всем имеющимся данным можно однако считать, что кристаллизация также была периодической и управлялась теми же основными факторами. Характер порфировидной структуры свидетельствует, что первым начал выделяться калишпат, а затем — кварц (например, граниты Мурасте и Эреда). Судя по размерам кристаллов и структуре, кристаллизация плагиоклаза начинается несколько позже.

Элементы трахитоидной текстуры, присущие всем гранитам, кроме гранофиоров Рижского массива, несомненно связаны с движением при кристаллизации магмы. Редкие крупные четкоzonальные вкрапленники калиевого полевого шпата существовали, по-видимому, уже до достижения магмой нынешнего уровня. Другими словами, интродуцировавшая магма была гетерогенной, содержала по крайней мере кристаллы калишпата. Движение продолжалось и в период кристаллизации основной массы, в течение которого формировалась трахитоидная текстура. Движение при кристаллизации вызвало явления протоклаза (Мярьямааский, Эредаский и Неэмеский массивы) и, по всей вероятности, способствовало упорядочению структуры калиевого полевого шпата.

Роль летучих компонентов. Магма рапакиви большинством исследователей признается сухой, т. е. бедной водой, но обязательно содержащей фтор, и, в меньшей мере, другие летучие компоненты. Как показывает А. Ворма (Vorma, 1971) и следует из наших данных, в определенных случаях пренебрегать содержанием воды все-таки нельзя. Относительно повышенным содержанием воды хорошо объясняются некоторые черты

порфиroidных гранитов, такие как превращение ортоклаза в микроклин, образование маложелезистого биотита в равновесии с магнетитом (Мярьямааский массив) и образование гидротермального раствора, приводящего к унакитизации.

Роль летучих компонентов в рапакиви детально обсуждена в ряде работ (Savolahti, 1962; Vorma, 1971). Здесь хочется только отметить необходимость в будущем исследовать роль HF. Поведение HF и воздействие его на кристаллизацию и на образование гранитного расплава, особенно в присутствии H_2O , экспериментально еще слабо изучено. Представляется, что HF во многом определяет лицо и сущность гранитов рапакиви. Необходимо иметь в виду: 1) HF встречается во всех почти без исключения разновидностях гранитов рапакиви (в виде флюорита или топаза); 2) HF заметно снижает точку плавления гранитной системы; 3) HF определяет направление кристаллизации (или селективность расплавления твердого субстрата), так как смещает точку минимума гранитной системы; 4) неясен вопрос о степени влияния HF на вязкость гранитной магмы, важном при интерпретации поднятия гранитной магмы и при оценке диффузии в гранитном расплаве; 5) в литературе имеются указания на то, что HF способствует дифференциации магмы и возникновению гидротермальных растворов.

Тенденции дифференциации. Граниты рапакиви Эстонии в целом весьма выдержанные и отчетливые проявления дифференциации магмы не отмечены. Темноцветные скопления в мярьямааских гранитах обязаны, по-видимому, гибридизму (стр. 101). Неясен генезис редких меланократовых прослоев, обогащенных биотитом, роговой обманкой и плагиоклазом в Незмеском массиве. Дифференциацией, однако, нужно объяснить появление в эредаском граните участков, обогащенных кварцем, и пегматоидной структуры. Реальными свидетельствами дифференциации являются также жилы производные мярьямааского и найссаарского гранитов (аплиты и унакитовые микросениты). Пределы изменения состава можно проследить на рис. 4. Наблюдающиеся тенденции дифференциации магмы сводятся к обогащению кремнеземом и щелочами (массивы Эреда, Мярьямаа), либо к увеличению содержания натрия (скв. Найссаар).

Тектоническое положение и происхождение магмы гранитов рапакиви

Как посткинematические образования, граниты рапакиви датируют верхний рубеж складчатости вмещающих их толщ. Массивы рапакиви Эстонии прорывают все главные структурные зоны кристаллического фундамента. Этот факт позволил уже в 1967 г. отрицать развитие здесь готид, бывших в моде в то время,

и, в сочетании с другими геологическими данными, подкрепить предположение о свекофенском типе строения фундамента Эстонии.

О палеогеографической обстановке времени становления гранитов рапакиви можно судить только косвенно, на примере района Далекарлиа (Швеция) и о. Суурсаар (Гогланд) в Финском заливе. Не вникаясь во многие детали этой интереснейшей эпохи, обращаем внимание на два аспекта, важные для понимания геологии гранитов рапакиви Эстонии. Во-первых, материалы по посторогенному комплексу Далекарлии (Lundqvist, 1968; Eckerstapp, 1937) показывают, что магматические проявления этого времени сложны и неоднородны. Следовательно, при детальном анализе массивы гранитов рапакиви могут также оказаться несколько разновозрастными. Во-вторых, на о. Суурсаар кварцевые порфиры, которые уже В. Рамзеем (Ramsay, 1892) и последующими исследователями (Kranck, 1928; Wahl, 1947) считаются эффузивной фацией рапакиви Выборгского массива, залегают (через лабрадоровые порфиры, кварциты и кварцитовые конгломераты) на глубокоденудированной поверхности складчатого основания. Примечательно, что основание, включающее позднекинематические микроклиновые граниты с возрастом около 1750—1850 млн. лет (по аналогии с Финляндией и Швецией), размыто до пород амфиболитовой фации. Если распространять аналогию на соседние территории, то вытекает, что основная денудация имела место до внедрения гранитов рапакиви. Поэтому размещение эстонских гранитов среди толщ гранулитовой (Рижский массив и, возможно, частично Эредаский) и высокотемпературной амфиболитовой фаций (остальные массивы) не дает дополнительной информации ни о глубинности становления гранитов, ни о размере последующего размыва.

Интрузии гранитов рапакиви несомненно связаны с после-складчатыми блоковыми тектоническими движениями. Отдельные массивы Балтийского щита приурочены к установленным дизъюнктивным нарушениям — разломам и тектоническим депрессиям, причем в последних нередко присутствуют также верхнедокембрийские иотнийские отложения. Однако разломы, служившие путями движения магмы и контролировавшие размещение массивов, чаще не устанавливаются. Такое же положение мы имеем в кристаллическом фундаменте Эстонии. По-видимому, эти относительно молодые нарушения не картируются геофизически на фоне более древней мозаики нарушений.

А. А. Полканов (1956), обобщая тектонику хогландия-иотния Балтийского щита, пришел к заключению о существовании большой радиальной флексуры, к которой приурочены массивы рапакиви. Его вывод более или менее прямо исходил из рисунка пространственного распространения рапакиви, начертанного Х. Эккерманном (Eckerstapp, 1937). В свете новых данных гипотезы

теза А. А. Полканова едва ли находит подтверждение. Морскими исследованиями в Ботническом заливе (Veltheim, 1962) обнаружены новые площади развития рапакиви, частично предсказанные ранее на валунном материале (Eskola, 1928). С другой стороны, петрографическое изучение погребенного фундамента западной части Русской платформы выявило здесь, южнее флексуры А. А. Полканова, широкое развитие гранитов рапакиви: Мярьямааский массив; Рижский массив, по площади соизмеримый с Выборгским; Лужский массив; массив северо-восточной Польши (Тихомиров, 1965; Варданыц и Тихомиров, 1966). Итак, ареал рапакиви в западной части Русской платформы начертается скорее в виде субмеридиональной зоны, начиная от Северной Швеции и Финляндии на севере и кончая массивами Западной Украины на юге. Первыми на это обратили внимание Л. А. Варданыц и С. Н. Тихомиров (1966, 1970).

Представляется, что поиски объяснения происхождения магмы рапакиви должны исходить из закономерностей геологического строения и развития этой зоны. В этой связи вызывает удивление, что обычно, за редкими исключениями (Н. Г. Судовиков), рапакиви рассматривались изолированно. Главный дискутировавшийся вопрос — это генетические взаимоотношения рапакиви с основными породами, которые встречаются в ряде крупных массивов рапакиви. Отношение к этой связи в основном и определило расхождения в представлениях (Свириденко, 1968).

Нам кажется, что ключ к пониманию проблем возникновения, формационного характера рапакиви и т. д. лежит в историко-геологическом подходе к указанному региону, а в первую очередь — в сравнительном анализе ряда сменивших одна другую ультраметагенных и магматических формаций. Интересующая нас зона в настоящее время неравномерно, а участками недостаточно изучена. Но и сейчас намечаются некоторые закономерности, проливающие свет на проблему рапакиви. На них мы вкратце, в порядке постановки вопроса, и остановимся.

В зоне развития рапакиви, по крайней мере в северной ее части (Швеция, Финляндия, Эстония), а, по-видимому, и южнее, широко распространены т. н. микроклиновые или позднекинематические калиевые граниты. Они описаны многими скандинавскими геологами (В. Мармо, А. Симоненом и др.) и установлены в широком масштабе в фундаменте западной части Русской платформы (Варданыц и Тихомиров, 1966 и 1970).

С точки зрения формационной специфики эти граниты еще слабо изучены.

По возрасту граниты, по-видимому, являются непосредственными предшественниками гранитов рапакиви. Радиологический возраст их составляет около 1750—1850 млн. лет (Welin, Blomqvist, 1964; Eskola, 1963). В структурно-вещественном отношении граниты весьма разнородны; петрографически это лейко-

кратовые, чаще всего плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты, дающие переходы от аплитовых до пегматондных гранитов и калиевых пегматитов. По мнению автора, сюда же нужно отнести и ортоклазовые разности, распространенные, например, в пределах Эстонско-Латвийской гранулитовой зоны (граниты Пярну, Каагвере и др.) (Биркис и др., 1972). Разнообразны и формы проявления калиевых гранитов: очень часто они присутствуют в качестве мигматизирующего материала в метаморфических породах или образуют самостоятельные массивы разных размеров. Крупнейшие из них размещены на территории Швеции и Финляндии. Генетически отмечаются интрузивные, анатектические и метасоматические типы. В тектоническом отношении калиевые граниты обычно рассматриваются как позднекинематические, но они слагают множество генераций (например, на о. Суурсаар), часть из которых, вероятно, уже ближе стоит к посткинематическим.

Позднекинематические граниты по химическому и минералогическому составам весьма сходны с гранитами рапакиви, особенно с порфиroidными гранитами без маргинационной структуры. Основное отличие между ними структурное; позднекинематические граниты обладают перекристаллизованной гранитной структурой, в них часто отмечаются мирмекитовые образования, развитие микроклина по плагиоклазу и т. д. Кроме того, позднекинематические граниты нередко содержат чужеродные включения окружающих пород или продукты реакции с ними. По-видимому, эти отличия обусловлены становлением на различных глубинах, при различном режиме воды и при различном термическом состоянии окружающих толщ.

Сравнительный анализ химизма микроклиновых гранитов и гранитов рапакиви показывает, что при общем сходстве существуют все же некоторые отличительные черты. А. Симонен (Simonen, 1948), сравнивая при помощи чисел П. Ниггли микроклиновые граниты с порфиroidными посткинематическими гранитами Финляндии, пришел к заключению, что первые обладают несколько повышенным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O и понижением $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; при этом посткинематические граниты обладают более постоянным составом. Автор дополнил диаграммы А. Симонена данными рапакиви Балтийского щита (по Sahama, 1945), гранитов рапакиви и калиевых гранитов Эстонии. Выводы из диаграмм: 1) точки составов посткинематических гранитов мелких массивов Финляндии, гранитов рапакиви Эстонии и рапакиви Балтийского щита образуют единые поля, заметно не различаясь между собой кроме значения железистости, увеличивающегося от порфиroidных гранитов к собственно рапакиви; 2) микроклиновые граниты имеют несколько большую al , иногда alk (за счет K_2O ?), меньшую fm и меньшую железистость по

сравнению с гранитами рапакиви; 3) выявляется некоторая химическая специфика каждого массива гранитов рапакиви.

Отличия двух формаций калиевых гранитов не резки и не оттеняют родственных связей между ними. Наиболее вероятно, что вещественное родство обусловлено сходным — анатектическим механизмом возникновения магмы в глубоких сечениях единой подвижной области. Как мы видели ранее, формирование богатого калием расплава вполне мыслимо как при выборочном плавлении водосодержащей системы при высоких давлениях, так и сухих систем в присутствии HF.

Водосодержащая гранитная магма, рождающаяся уже в высокотемпературной области амфиболитовой фации, и ниже, не могла достигать высоких горизонтов земной коры. Понижение давления при перемещении вверх вызывает немедленное удаление воды из системы и повышение точки плавления. В результате магма кристаллизуется. Таков, возможно, механизм образования позднекинематических гранитоидов, среди которых по крайней мере часть имеет малоперемещенный характер. Наличие воды в расплаве и нагретость окружающих толщ способствовали перекристаллизации и протеканию калий-кремневого метасоматоза, существенно проявленных в микроклиновых гранитах.

Очаги рождения магмы рапакиви, очевидно, располагались глубже, в сухом субстрате, не выше зоны гранулитовой фации. В ходе минеральных превращений здесь освобождается минимальное количество воды, а в определенных условиях, по-видимому, возможно накопление других летучих, как HF (например переходы биотит → гиперстен, роговая обманка → гиперстен + диопсид, апатит → монацит? и др.). Расплавление охватывает и темноцветные компоненты; образующийся расплав гомогенен. Приведем некоторые геологические аргументы. 1. Л. П. Свириденко (1968) подчеркивает родственность рапакиви и чарнокитов, особенно в отношении высокой железистости. В кристаллическом фундаменте Эстонии также известны калиевые орточарнокиты (скв. Пярну), химически очень близкие к гранитам рапакиви. 2. Геофизические расчеты Л. Лаурена (Laugel, 1970) показывают, что корни крупных массивов рапакиви Финляндии исчезают на глубинах порядка 18—20 км, т. е. вблизи раздела Конрада. Предварительный расчет продолжения в глубину магнитовозмущающих масс Мярьямааского массива дал цифру порядка 10 км (стр.).

Итак мы приходим к выводу, что поздне- и посткинематический магматизм тесно связаны между собой и представляют несколько различные формы магматической активности единой подвижной зоны. По-видимому, магма рапакиви возникла уже в эпоху свекофенского диастрофизма, как это предполагает для субиотнейских гранитов Швеции Т. Лундквист (Lundqvist, 1968).

В связи с этим возникает вопрос, почему рапакиви моложе позднекинематических гранитоидов. Окончательное решение этой проблемы в настоящее время едва ли возможно, но хочется делиться двумя альтернативными подходами. Во-первых, возможно, что магма более глубокого зарождения запаздывает, ибо известно, что продвижение вверх вязкой гранитной магмы весьма медленно. Более вероятным, однако, кажется, что здесь действует своеобразный механизм естественного отбора: сухая магма не может проникать пластичные и недосушенные вышележащие толщи, оставаясь сухой. В результате мы находим рапакиви в консолидировавшихся структурах в виде постскладчатых образований.

Что касается связи рапакиви с основными изверженными породами в свете данной интерпретации, то полагается, что массы основной магмы (более глубинного происхождения!) могли служить существенными носителями тепла и способствовать выплавлению магмы рапакиви. С другой стороны, магма рапакиви могла подняться по разломам, по которым ранее поднялась основная магма. Отсюда возникает пространственная связь. Во всяком случае многие исследователи в настоящее время отказываются от признания прямой генетической связи между габброидами и рапакиви. Подробно эта сторона вопроса разобрана Л. П. Свириденко (1968). Один из основных доказательств родства — высокая железистость рапакиви, якобы унаследованная от основной магмы в процессе контаминации и т. д. — может быть объяснен различием подвергающегося плавлению субстрата, вариацией условий плавления и т. д., тем более, что железистость гранитов формации рапакиви в широком понимании обнаруживает заметные колебания.

В заключение кратко остановимся на проблеме природы субмеридиональной зоны западной части Русской платформы, к которой приурочены проявления гранитов рапакиви. На Балтийском щите зона слагается свекофенидами (Финляндия, Юго-Западная Карелия, Швеция); областям карелид, беломорид и доготид рапакиви нехарактерны. Южнее в этой зоне бурением установлены либо полные аналогии свекофенид (Северная и Северо-Восточная Эстония), либо образования, несколько отличные по ассоциациям пород, но близкие по степени метаморфизма и мигматизации (Юго-Западная Эстония, Латвия, Литва, Белоруссия, Северо-Западная Украина). Общие особенности зоны: глубокий метаморфизм в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций низких или умеренных давлений, интенсивный поздний гранитный магматизм, включающий позднекинематические калиевые граниты предположительно среднепротерозойского возраста и посткинематические граниты рапакиви, специфический рисунок складчатых структур, отражающийся в геофизических полях. Все сказанное позволяет высказать предположение, что

зона имеет принципиально единое строение, или, по крайней мере, единую позднюю историю развития. Из главных тектонических единиц — «эталонов» Балтийского щита (беломориды, доготиды, карелиды, свекофениды) строение и история развития зоны наиболее соответствует свекофенидам. Такое понимание подтверждается геофизическими интерпретациями ряда исследователей, протягивающих свекофенские структуры с севера далеко на юг, до Украинского кристаллического щита (Зандер и др., 1967; Дедеев, 1972 и др.).

Таким образом, формация рапакиви западной части Русской платформы представляется как закономерный результат развития региона, как последнее дыхание гранитного магматизма консолидировавшейся складчатой области свекофенского типа.

Основные выводы

1. В кристаллическом фундаменте Эстонии установлены 4 небольших и один крупный массив постскладчатых калиевых гранитов, относимых к формации рапакиви.
2. Размещение массивов во всех главных структурных зонах кристаллического фундамента Эстонии позволяет подкрепить предположение о свекофенском типе строения фундамента.
3. Граниты формации рапакиви — типичные магматические породы, формировавшиеся в тектонически спокойной обстановке и в относительно приповерхностных условиях.
4. Позднекинematические калиевые граниты и граниты рапакиви пространственно и генетически связаны между собой. Обогащенная калием магма — результат выборочного плавления нижних горизонтов земной коры.
5. Ареал распространения гранитов рапакиви в западной части Русской платформы очерчивается в виде субмеридиональной зоны от Северной Швеции и Финляндии на севере до Западной Украины на юге. Учитывая некоторые общие черты строения этой зоны, высказывается предположение о принципиально едином строении или, по крайней мере, о едином позднем (среднепротерозойском) развитии всей зоны. Формация рапакиви представляется как закономерный результат развития этой подвижной области, условно относимой к свекофенскому типу.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Б. А. К вопросу о южной границе и размерах Выборгского массива гранитов рапакиви. ДАН СССР, т. 118, № 4, 1958.
- Анфилогов В. Н., Глюк Д. С., Труфанова Л. Г. Фазовые отношения в системе «гранит» — HF—H₂O при давлении 1000 атм. Ежегодник Института геохимии, Сиб. отд. АН СССР, Иркутск, 1971.
- Биркис А. П., Кирс Ю. Э., Коппельмаа Х. Я., Кууспалу Т. И., Нийн М. И., Пуура В. А. О гранулитовом комплексе Южной Эстонии и Северной Латвии. Тезисы второго Петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Варданянц Л. А. Докембрий. В. кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР, 1960а.
- Варданянц Л. А. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы масштаба 1 : 5 000 000 (Объяснительная записка). М., 1960б.
- Варданянц Л. А., Тихомиров С. Н. Докембрийский магматизм Русской платформы. В сб.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, Изд. «Наукова думка», 1966.
- Варданянц Л. А., Тихомиров С. Н. Докембрийский магматизм Русской платформы. В сб.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, Изд. «Наукова думка», 1970.
- Вахер Р. М., Кууспалу Т. И., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Ульясте. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. ИГАН ЭССР, 1964.
- Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви. Тр. Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 37, М., 1953.
- Виноградов А. Н. Формация гипабиссальных субплатформенных гранитов Кольского полуострова. В сб.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Материалы регионального петрографического совещания. М., Изд. «Наука», 1971.
- Гинатуллин А. М. К вопросу о фаціальном расчленении магматических пород. Изд. АН Каз. ССР, сер. геол., № 6, 1966.
- Головин И. В. Использование геофизических данных для изучения геологического строения кристаллического фундамента Северо-Запада Русской платформы. Вопросы разв. геофизики, № 5, 1966.
- Головин И. В., Рисс Ю. А. Некоторые черты геологического строения и перспективы рудоносности южного склона Балтийского щита. В сб.: Рудоносность Русской платформы. М., Изд. «Наука», 1965.
- Дедеев В. А. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты. Геотектоника, № 3, 1972.
- Дортман Н. Б., Васильева В. И. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., Изд. «Недра», 1964.
- Дубровский М. И. Диаграмма фазового состояния гранитной системы NaAlSi₃O₈—CaAl₂Si₂O₈—KAlSi₃O₈—SiO₂—H₂O и ее петрологическое значение. ДАН СССР, т. 203, № 2, 1972.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., Изд. «Недра», 1963.
- Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н., Суворова Л. В., Дедеев В. А., Кратц К. О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. М., Изд. «Недра», 1967.
- Котлуков В. А., Головин И. В., Зандер В. Н., Пуура В. А., Рисс Ю. А., Тихомиров С. Н. Перспективы изучения склонов Балтийского щита. В сб.: Рудоносность Русской платформы. М., Изд. «Наука», 1965.
- Кууспалу Т. И. Зональный кварц из гранитов рапакиви Эстонии. Изв. АН ЭССР, т. 20. Химия. Геология. № 1, 1971.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ, вып. 78, 1962.

- Печерский Д. М. Статистический анализ причин различной намагниченности гранитоидов Верхояно-Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1963.
- Платен Г. фон. Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов. В кн.: Природа метаморфизма. М., Изд. «Мир», 1967.
- Побул Э. А. О строении кристаллического фундамента Эстонии по данным геофизики. Тр. ИГ АН ЭССР, X, 1962.
- Побул Э., Вахер Р., Арвисто Э. Физические свойства пород кристаллического фундамента Эстонии. Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, т. XVII, № 4, 1968.
- Полканов А. А. Геология хогландия-ютния Балтийского щита (стратиграфия, тектоника, кинематика и магматизм). Тр. Лаб. геол. докембрия, вып. 6, 1956.
- Полякова Н. В. Использование геофизических данных для определения вещественного состава кристаллического фундамента Русской платформы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 34, 1960.
- Полякова В., Побул Э. О строении кристаллического фундамента южного склона Балтийского щита. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 34, 1960.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Тр. ИГ Карельского филиала АН СССР, вып. 3. Петрозаводск, 1968.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М.-Л. Изд. «Наука», 1967.
- Тихомиров С. Н. О новых массивах гранитов рапакиви в Прибалтике и Ленинградской области. ДАН СССР, т. 64, № 4, 1965.
- Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование. М., Изд. «Наука», 1968.
- Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд. АН СССР, 1961.
- Bergman L. Två anorogena graniters inverkan på omgivningens tektonik. Geologi, nr. 1. 1971.
- Eckermann H. The Jotnian formation and the Sub-Jotnian unconformity. Geol. För. i Stockholm Förh., 59, 1. 1937.
- Eskola P. On rapakivi rocks from the bottom of the Gulf of Bothnia. Fennia, 50, Nr. 27. 1928.
- Eskola P. Postmagmatic potash metasomatism of granite. Bull. Comm. Geol. Finl., nr. 172. 1956.
- Eskola P. The Precambrian of Finland. The Precambrian, vol. 1. Interscience Publishers, New-York—London—Sydney.. 1963.
- Hackman V. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen Amerikanischen Systemes. Bull. Comm. Geol. Finl., n 15. 1905.
- Kouvo O. Radioactive age of some Finnish Pre-Cambrian minerals. Bull. Comm. Geol. Finl., 182. 1958.
- Kranck E. H. A stereogram of Suursaari (Hogland). Fennia 50, n 18, 1928.
- Lauren L. An interpretation of the negative gravity anomalies associated with the Rapakivi granites and the Jotnian sandstone in Southern Finland. Geol. För. i Stockholm Förh., vol. 92, n 540, 1970.
- Lokka L. Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. Bull. Comm. Geol. Finl., n 105, 1934.
- Lundqvist T. Precambrian geology of the Los-Hamra Region, Central Sweden. Sver. geol. undersökn., Ba, n 23, 1968.
- Maasik V. Kirde-Eesti aluskorra ja aluspõhja struktuuride detailne uurimine gravimeetrilise meetodiga. ENSV TA Toimetised X, füüsika-matemaatika teaduste sari, nr. 4, 1961.

- Ramsay W. Kertomus karttalehtin N 19 ja 20. Suursaari ja Tytärsaari. Helsinki, 1892.
- Rüger L. Paläogeographische Untersuchungen im baltischen Cambrium unter Berücksichtigung Schwedens. Ein Beitrag zur Paläogeographie des Baltischen Schildes und Fennoskandias. Centralbl. f. Mineral. u. Paläontol., Abt. B, n 4—5, 1923.
- Sahama Th. G. On the chemistry of the East Fennoscandian Rapakivi granites. Bull. Comm. Geol. Finl., n 136, 1945.
- Savolahti A. The Rapakivi Problem and the Rules of Idiomorphism in Minerals. Bull. Comm. Geol. Finl., n 204, 1962.
- Sederholm J. J. On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. I. The Pelling region. Bull. Comm. Geol. Finl., n 58, 1923.
- Sederholm J. J. On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. II. The region around Bårosundsjärd W of Helsingfors and neighbouring areas. Bull. Comm. Geol. Finl., n 77, 1926.
- Sederholm J. J. Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory notes to accompany a general geological map of Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., n 91, 1930.
- Sederholm J. J. On the geology of Fennoscandia with special reference to the pre-Cambrian. Explanatory notes to accompany a general geological map of Fennoscandia. Bull. Comm. Geol. Finl., n 98, 1932.
- Simonen A. On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the Svecofennic territory of Southwestern Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., n 141, 1948.
- Simonen A., Vormaa A. Amphibole and biotite from rapakivi. Bull. Comm. Geol. Finl., n 238, 1969.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 1958.
- Veltheim V. On the pre-Quaternary geology of the bottom of the Bothnian Sea. Bull. Comm. Geol. Finl., n 200, 1962.
- Vormaa A. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in Southeastern Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., n 246, 1971.
- Wahl W. A composite lava flow from Lounatkorkia, Hogland. Bull. Comm. Geol. Finl., n 140, 1947.
- Wahl W. The hypersthene granites and unakites of Central Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., n 212, 1964.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH_3 and HF in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. Amer. J. Sci., 259, n 2, 1961

EESTI ALUSKORRA RABAKIVIGRANIIDID

T. Kuuspalu

Resümee

Sügavpuurimisega on Eesti aluskorras käesolevaks ajaks kindlaks tehtud 5 rabakivigraniitide massiivi: Riia, Naissaare, Märjamaa, Neeme ja Ereda. Rabakivigraniidid on esindatud graniitporfüüridega (Riia massiivi põhjaosa), trahhütoidsete (Naissaare massiiv) ja porfüüritaoliste graniitidega (Naissaare, Märjamaa, Neeme ja Ereda massiiv) ning assotsieeruvate soonkivimitega — apliidide ja unakiitsete mikrosüeniitidega. Rabakivi struktuur

(plagioklassi ääristega kaaliumpäevakivi ovoidid) esineb harva (Riia, osalt Märjamaa massiivis). Kuuluvus rabakivi formatsiooni on määratletav teiste struktuur-tekstuursete tunnuste, aga samuti mineraloogilise ja keemilise koostise, aktsessoorse mineralisatsiooni, üldise geoloogilise asendi ja radioloogiliste andmete alusel. Petrograafilistest tüüpidest lähtudes korreleeritakse Eesti aluskorra rabakivigraniite järgmiste Balti kilbi kivimitega: Riia massiivi graniitporfüüre — Botnia lahe granofüüride ja mõnede Ahvenamaa massiivi erimitega, Märjamaa, Neeme ja Ereda graniite — Lõuna-Soome väikeste massiivide Bodomi, Onase, Obbnase jt. kivimitega. Töös käsitletakse Eesti aluskorra rabakivigraniitide leviku, geofüüsikalise prognoosimise, petrograafia, petrokeemia, formatsioonilise kuuluvuse ja petroloogia küsimusi.

Rabakivigraniitide massiivide lokaliseerumine kõigis Eesti aluskorra peamistes struktuur-fatsiaalsetes vööndites näitab, et aluskorra kurdstruktuurid on vanemad kui 1650 milj. a. ja ühtlasi kinnitab arvamust, et aluskord on svekofenniidide tüüpi ehitusega.

Rabakivi formatsiooni graniidid on tüüpilised magmalised kivimid, mis on moodustunud tektooniliselt rahulikus olukorras ja suhteliselt maapinnalähedastes tingimustes. Kaaliumirikas lähtemagma kujunes arvatavasti maakoore sügavamate kihtide osalisel ülessulamisel.

Rabakivigraniitide levikuala Vene platvormi lääneosas kujutab endast ulatuslikku submeridionaalset vööndit alates Põhja-Rootsist ja Põhja-Soomest põhjas kuni Lääne-Ukrainani lõunas. Arvestades vööndi mõningaid ühiseid jooni (metamorfismi iseloom, ulatuslik rabakivieelsete hiliskinemaatiliste kaaliumgraniitide levik, geofüüsikaliste väljade iseloom), oletatakse, et vöönd on kas ühtse ehitusega või vähemalt ühtse hilise (keskproterosoilise) arengulooga. Rabakivi formatsioon on kujuteldav kui selle liikuva (tinglikult svekofenniidide tüüpi) ala arengu sea-duspärane tulemus.

RAPAKIVI GRANITES OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF ESTONIA

T. Kuuspalu

Summary

During the last ten years five massifs of Rapakivi granites have been discovered by means of deep-boring in the crystalline basement of Estonia. They are the Riga, Naissaar, Märjamaa, Neeme and Ereda massifs. The granites are represented by graniteporphyries-granophyres (the northern part of the Riga massif), trachytoid and porphyritic granites (the Naissaar, Märjamaa, Neeme and Ereda massifs) and associated vein rocks — aplites

and unakitic microsyenites. The Rapakivi texture (ovoids with plagioclase shells) occurs rarely, mainly in the rocks of Riga and partly in the Märjamaa massif.

The belongingness of the granites to the Rapakivi formation is determined on the basis of their textural-structural characteristics, mineralogical and chemical composition, accessory mineralisation, geological position and radiological data.

Petrographically the Rapakivi granites of the Riga massif can be correlated with the granophyres of the Bothnian Gulf and with some varieties of the Åland massif; the rocks of the Märjamaa, Neeme and Ereda massif — with the granites of the small massifs in South Finland, such as Bodom, Onas, Obbnas, etc.

The investigation also deals with petrography, location, petrochemistry, geophysical prognosis, formational belongingness and petrological aspects of the Rapakivi granites in the crystalline basement of Estonia.

Conclusions:

1. The location of the Rapakivi granite massifs in all main structural zones of the crystalline basement indicates that the fold-structures of the basement are older than 1650 m. years. It confirms the supposition that the basement has a tectonic pattern of Svecofennides.

2. The granites of the Rapakivi formation are typical magmatic ones, having crystallized in tectonically peaceful environment and near the surface of the earth. The late-kinematic potash granites and the Rapakivi granites are connected both in the space and genetically. The potash-rich parent magma as suggested was formed by partial melting of the lower horizons of the earth crust.

3. The Rapakivi granites of the western part of the Russian platform occur in the submeridional zone extending from North Sweden and North Finland in the north to the West Ukraine in the south. Certain common features of this zone (metamorphic character, frequent occurring of latekinematic potash granites, geophysical data) suggest the same late-stage (middleproterozoic) history of the whole area. The Rapakivi formation appears as a characteristic product of the evolution of this mobile zone (of Svecofennidic type?).