АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ЭСТОНИИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР Институт геологии

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ЭСТОНИИ

Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituut



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» Москва 1983

Авторы

В.А. Пуура, Р.М. Вахер, В.М. Клейн, Х.Я. Коппельмаа, М.И. Нийн, В.В. Ванамб, Ю.Э. Кирс

Кристаллический фундамент Эстонии. М.: Наука, 1983, 208 с.

Дано описание рельефа поверхности фундамента. Рассматриваются вопросы геофизического и структурного районирования фундамента, а также возрастного и структурного расчленения его пород. Приведено детальное описание петрографии метаморфических, магматических и ультраметаморфических пород, а также результатов химического и минералогического анализа их. Условия метаморфизма охарактеризованы на основе изучения породообразующих минералов. Кратко охарактеризованы кора выветривания кристаллического фундамента (по данным рентгеноструктурных и других исследований), физические свойства (плотность, магнитные свойства) по комплексам пород и структурным зонам. Табл. 62. Рис. 22. Библиогр. 140 назв.

Редакционная коллегия

С.С. Бауков, Х.А. Вийдинг, Д.Л. Кальо (председатель), Э.Р. Клааман (секретарь), Р.М. Мянниль, академик АН ЭССР К.К. Орвику, чл.-корр. АН ЭССР А.В. Раукас

Ответственный редактор Х.А. Вийдинг

Authors

V. Puura, R. Vaher, V. Klein, H. Koppelmaa, M. Niin, V. Vanamb, J. Kirs

The Crystalline Basement of Estonian Territory. M.: Nauka, 1983.

The book describes the topography of the basement surface; it deals with geophysical and structural zonation of the basement, its age and structural subdivision of rocks; the book comprises a detailed description of petrography of metamorphic, magmatic and ultrametamorphic rocks, and also results of the chemical and mineralogical analyses; conditions of metamorphism are characterized on the basis of the study of rock-forming minerals; talso gives a brief account of the weathering crust of the crystalline basement (according to rentgeno-structural and other investigations), of physical characteristics (density, magnetic properties) following rock complexes and structural zones.

Editorial board

S. Baukov, H. Viiding, D. Kaljo (Editor-in-Chief), E. Klaamann (secretary), R. Mannil, member of an Academy Estonia K. Orviku, corresponding member A. Raukas

Responsible Editor H. Viiding

Территория Эстонии расположена в северо-западной части Русской плиты на южном склоне Балтийского щита. В ее геологическом строении участвуют верхневендские (валдайская серия), кембрийские, ордовикские, силурийские и девонские осадочные породы, выходы которых сменяются в направлении с севера на юг. Соответственно увеличивается и общая мощность осадочного чехла - от 100 до 700 м. Ввиду хорошей обнаженности территории, большого количества буровых скважин, полноты разреза и отличной сохранности органических остатков палеозой Эстонии, особенно ордовик и силур, стал всемирно известным объектом палеонтологических, стратиграфических, палеогеографических и других исследований, местом разработки новых направлений исследования. Объектом усиленной разработки и геологической разведки являются месторождения твердых полезных ископаемых палеозоя: горючих сланцев, фосфоритов, цементного, керамического, химического и прочего сырья, строительного камня.

Осадочный чехол залегает на древнем ложе - кристаллическом фундаменте. Уже в конце прошлого века академик А.П. Карпинский пришел к выводу, что в строении осадочного чехла Русской плиты запечатлена история медленных подвижек его кристаллического фундамента. Дальнейшими все более детальными исследованиями это положение нашло прекрасное подтверждение. Таким образом, в изучении фундамента заинтересованы геологи, занимающиеся исследованием осадочного чехла. Не меньше привлекают внимание к кристаллическому фундаменту и полезные ископаемые. В докембрийских щитах обнаружены месторождения железа (> 60% общих запасов), марганца (> 60%), хрома (> 90%), меди (> 60%), никеля (> 70%), кобальта (> 90%) и других металлов, а также графита и слюды. Вовлечение в геологическое исследование склонов щита позволяет значительно расширить высокоперспективные в отношении рудоносности площади. В СССР геологосъемочные и поисковые работы в первую очередь были начаты на площадях с залеганием фундамента на глубине до 500 м. В связи с этим было начато и глубинное картирование кристаллического фундамента в Северной Эстонии.

Изучение кристаллического фундамента внесет свой вклад в исследование ранней истории Земли. Породы и структуры кристаллического фундамента формировались в докембрии, в интервале времени примерно от 4 млрд. до 500 млн. лет назад, т.е. в течение около 7/9 истории планеты Земли. Геологическая летопись за этот огромный интервал времени крайне отрывочна. Долг геологов, занимающихся исследованиями докембрийских пород и структур, погребенных под осадочными толщами древних платформ, расширить возможности расшифровки докембрий-

ской эволюции земной коры.

Идея о постепенном погружении выходящих на поверхность в Финляндии кристаллических пород в акватории Финского залива была высказана уже в 1820 г. первым профессором минералогии Тартуского университета М. Энгельгардтом. К 1840 г. Э Эйхвальд выяснил, что в ряде районов Швеции и Карелии под самыми древними "нептуническими" осадочными породами залегают "плутонические" кристаллические породы. Предположение о повсеместном распространении под осадочными породами Русской равнины кристаллических пород, по предложению Г.П. Гельмерсена, было проверено в Санкт-Петербурге, где в 1864 г. буровая скважина впервые вскрыла кристаллический фундамент под осадочным чехлом. В Эстонии фундамент был впервые вскрыт в 1898-1899 гг. скважиной для водоснабжения в пос. Азери. По осколкам пород ударного бурения Х. Линденбейн определил сходство их с гранитами рапакиви [Rüger, 1923]. По имеющимся в настоящее время данным распространение в этом месте гранитов рапакиви невероятно. Неточными оказались также определения пород по другим подобным скважинам [Кууспалу, 1975].

Началом проявления научного интереса к исследованиям фундамента можно считать попытки геологической интерпретации результатов геофизических измерений, предпринятых в период 20-30-х годов под руководством А. Гернета, Р. Лифляндера и других для целей геодезии и навигации. В то время как на восточном склоне Балтийского щита по геофизическим данным прослеживались карельские структуры открытой части щита [Архангельский и др., 1937; Шатский, 1946], в фундаменте Эстонии предполагалось распространение свекофеннских структур смежной территории щита [Opik, 1935a]. В ходе первых магнитных съемок были обнаружены интенсивные аномалии, вызвавшие даже интерес к поискам железных руд в заливе Муху, в окрестностях пос. Колга-Яани, г. Тюри и в других местах, а в 1924 г. самая интенсивная аномалия - в 6 км восточнее г. Йыхви. После уточняющих работ 1928-1930 гг. было высказано предположение о том, что в районе Йыхвиского аномального участка на глубине более 200 м обнаружены залежи железной руды [Opik, 1935a; Differt, 1936; Linholm, 1937]. Для проверки этого предположения в 1937-1939 гг. были пробурены две скважины (ЙІ и ЙІІ), вскрывшие бедные руды типа магнетитовых кварцитов [Kark, 1940; Linari, 1940a, b; Luha, 1946].

Планомерные геофизические съемки территории Эстонии в геологических целях были начаты геофизиками Института геологии АН ЭССР в 1947 г. сначала наземными методами [Побул, 1960; Maasik, 1962], а с 1958 г. трестом "Спецгеофизика" и Западным геофизическим трестом аэрометодами.

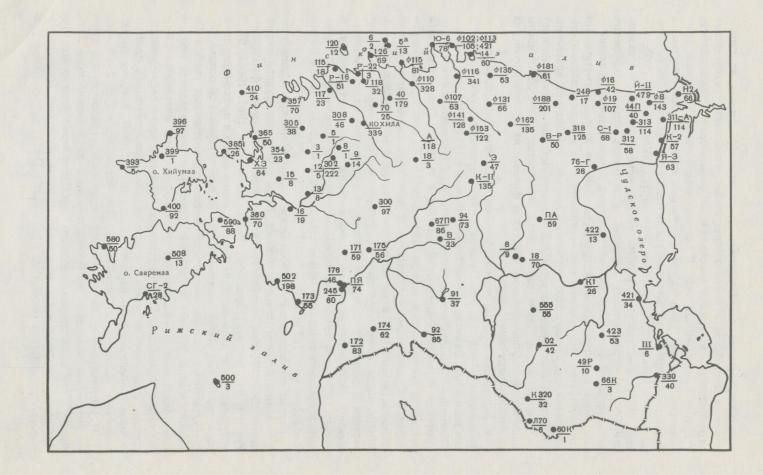
Следует отметить, что в период 50—60-х годов интерпретация геофизических аномалий в качестве самостоятельного метода изучения строения кристаллического фундамента применялась весьма широко. Такие обобщающие работы по всей Восточно-Европейской платформе или по ее крупным регионам выполнены Э.Э Фотиади [1958], Р.А. Гафаровым [1963, 1971, 1976], В.Н. Зандером [1973; Зандер и др., 1967], И.В. Головиным [1966], Б.В. Бондаренко [1968], В.А. Дедеевым [1973], Н.В. Неволиным [1971] и др. Если в ранних работах главное внимание уделя-

лось интерпретации петрографического состава фундамента по геофизическим данным, то в более позднее время преобладала тектоническая интерпретация — выделение массивов и зон разновозрастной складчатости и крупных интрузивных масс. В результате геофизических съемок было выявлено коренное различие гравимагнитных аномалий северо-восточной (область отрицательных аномалий) и юго-западной частей (область положительных аномалий) территории Эстонии [Поляков, Побул, 1960; Побул, 1962]. В частности, в работах тектонического направления названная область отрицательных аномалий в принципе интерпретировалась как архейский срединный массив, а область положительных аномалий как зоны протерозойской складчатости. Забегая вперед, отметим, что по результатам исследования кернового материала в области положительных аномалий юго-западной половины Эстонии преобладают архейские, а в области отрицательных аномалий – протерозойские (свекофеннские) складчатые толщи. Такие соотношения аномальных полей обусловлены особенностями формационного состава и физических свойств архейских и свекофеннских образований.

В послевоенные годы первые буровые скважины были пройдены до фундамента в 1946 г. на о-ве Прангли (поиски природного газа), в 1947 г. там же и в дер. Вяймела, в 1948 г. в пос. Выхма, в 1951—1953 гг. в г. Выру. Значительно расширились буровые работы до фундамента в связи с планомерной геологической съемкой, начатой в 1958 г. в Северо-Восточной Эстонии и законченной в первом этапе к 1975 г. на всей территории республики. Одновременно бурились также поисковые скважины на рудные полезные ископаемые и на подземные пресные и минеральные воды. С 1967 г. было начато глубинное геологическое картирование кристаллического фундамента Северной Эстонии, базирующееся на крупномасштабных геофизических исследованиях и больших объемах бурения. К началу 1977 г. на территории Эстонии было пробурено около 250 скважин, вскрывших фундамент. Материалы по 235 скважинам учтены в настоя-

щей работе (рис. 1, 2 вкл.).

Первые обобщающие петрографические исследования кристаллического фундамента Эстонии по керну скважин были выполнены группой сотрудников ВСЕГЕИ при составлении карты кристаллического фундамента Русской платформы [Варданянц, 1960; Тихомиров, 1965, 1966а, б]. В результате было дано описание главных типов пород и произведено предварительное возрастное расчленение их на петрографической основе. Широко распространенные мигматизированные глиноземистые гнейсы Северо-Восточной Эстонии и смежной территории Ленинградской области они убедительно скоррелировали со свекофеннскими кинцигитами Юго-Восточной Финляндии. Следует отметить, что в свое время свекофеннские породы относились к архею, а позже их стали коррелировать с протерозойскими образованиями карелид [Кратц и др., 1964]. Вопреки последнему мнению, почти общепринятому, Л.А. Варданянц и С.Н. Тихомиров [1970] отстаивали архейский возраст свекофеннид, привлекая для этого геофизические материалы по юго-восточному склону Балтийского щита. Вместе с тем число спорных вопросов в проблеме интерпретации строения фундамента южного и юго-восточного склонов щита еще более увеличилось, что отметила также Н.А. Волотовская [1971] при описании фун-



дамента смежных территорий Ленинградской, Новгородской и Псковской областей.

В связи с развитием глубокого бурения стали проводиться петрографические исследования и геологами Управления геологии СМ ЭССР (В. Ванамб, Н. Кырвел, К. Менс, С. Мяги, В. Петерселль и др.). Дальнейшим систематическим исследованиям кристаллического фундамента предшествовали детальные геолого-петрографические, геохимические и петрофизические исследования, выполненные по керну поисковых скважин в районе Сонда — Ульясте (80, 81, 45п — 49п) Т.И. Кууспалу, Р.М. Вахером и В.А. Пуура [Вахер и др., 1964; Котлуков и др., 1965; Побул, Вахер, 1964].

Настоящая монография составлена по материалам совместных исследований Управления геологии СМ ЭССР, Института геологии АН ЭССР и кафедры геологии Тартуского Государственного университета. Работа была начата в 1964 г. При постановке исследований ставилась задача расчленить комплексы пород фундамента и скоррелировать их с комплексами смежных территорий и стратотипических разрезов докембрия, составить геологическую карто-схему фундамента, а также оценить потенциальную рудоносность комплексов, типов пород и структурных зон. Для этой цели следовало использовать весь имевшийся к тому времени и вновь поступающий в ходе работы керновый материал по кристаллическому фундаменту: применить для его изучения единую методику на базе возможно более широкого круга лабораторных анализов; установить местоположение каждой скважины в геофизических аномальных полях и организовать специальные буровые работы для отождествления главных типов аномалий; провести совместный анализ геолого-геофизических материалов.

Кроме керна скважин, для сопоставления и корреляции были изучены обнажения докембрия на островах Финского залива Суурсаар (Хогланд) и Суур-Тютарсаар (Большой Тютерс). Следует отметить, что хотя систематическое описание докембрийских пород этих островов в настоящей работе и не приводится, однако ниже использованы некоторые сравнительные данные по ним в целях корреляции, характеристики метаморфизма и т.д.

Всего изучено 8000 шлифов, и у всех разрезов определены плотность, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность. Другие методы анализа использовались выборочно: химический анализ пород (около 800 анализов) и минералов (144 анализа), подсчет минерального состава на столике Андина (600 подсчетов), рентгеноструктурные анализы свежих и выветренных минералов, определения радиоизотопного возраста (80 образцов) и т.д.

Бурение скважин, площадные и скважинные геофизические исследования, комплексное изучение керна и сводка результатов различных направлений исследований в основном выполнялись в Управлении геологии СМ ЭССР. В этой работе участвовали геологи В.А. Пуура, Х.Я. Коппельмаа, Я.Х. Кивисилла, М.М. Нийн, В.М. Клейн, В.И. Мыттус, В.Х. Петер-

Рис. 1. Схема буровых скважин, вскрывших кристаллический фундамент Цифры у скважин: в числителе — номер скважины, в знаменателе — проходка по кристаллическому фундаменту (в м)

селль, К.А. Сууроя, С.Х. Нийн, Х.Э. Перенс-Кихно, геофизики И.А. Лухт, О.Б. Громов, В.И. Мосина, О.С. Хейнло-Козлова и др.

Сотрудниками Института геологии АН ЭССР проводились детальные геофизические съемки и исследования физических свойств пород фундамента [Побул и др., 1967], а в последнее время главным образом остаточной намагниченности. Результаты исследований структуры фундамента по геофизическим данным были опубликованы в виде отдельных статей [Вахер, 1972; Побул, Сильдвээ, 1973].

Инициатором проведения планомерного петрографического изучения кристаллического фундамента был Т.И. Кууспалу (кафедра геологии Тартуского университета), под методическим руководством которого в первое время работали также петрографы Управления геологии. Наряду с разработкой общих вопросов строения фундамента им выполнены также петрографические и минералогические исследования отдельных групп пород [Кууспалу, 1975] и минералогические [Кууспалу, 1971, 1974; Кууспалу и др., 1971] исследования, впервые с применением для этой цели рентгеноструктурного и других методов исследования. Т.И. Кууспалу, В.В. Ванамб и К.К. Утсал [1971] разработали методику исследования коры выветривания кристаллического фундамента и провели ее изучение. При этом особое внимание уделялось комбинированию методов рентгеноструктурного (в разных вариантах) и петрографического исследования с полуколичественной характеристикой процентного распространения различных глинистых минералов.

Петрографические и минералогические исследования гранитов рапакиви и порфировидных калиевых гранитов на кафедре геологии выполнялись Ю.Э. Кирсом.

Однако за прошедший период исследований не удалось применить достаточно полный круг аналитических методов изучения кернового материала. Пока еще слабо изучены акцессорные и рудные минералы пород, не использованы все необходимые методы радиоизотопного анализа для определения возраста пород, недостаточно полон круг изученных малых элементов, методов исследования физических свойств и т.д.

Что же касается выработки схем возрастного расчленения комплексов пород и корреляции их со смежными территориями, то на предварительной стадии такие работы были выполнены. В частности, схема стратиграфии архея и протерозоя Прибалтики была принята Прибалтийским Междуведомственным стратиграфическим совещанием в Вильнюсе (май, 1976 г.) и утверждена пленумом Междуведомственного стратиграфического комитета СССР (февраль, 1977 г.) в качестве рабочей.

Решению вопросов расчленения и корреляции комплексов пород докембрия способствовали контакты с ведущими специалистами в данной отрасли науки и с коллегами-исследователями, работающими на смежных территориях.

На разных этапах исследования авторы неоднократно пользовались консультациями К.О. Кратца, К.А. Шуркина, Д.А. Великославинского, В.А. Дедеева, Т.А. Лапинской, Л.П. Бондаренко и др. Результаты исследований периодически обсуждались совместно с коллегами из других Прибалтийских республик (А.П. Биркис, В.А. Васильев, Р.П. Гайлюс, Г.Б. Мотуза), Белоруссии (Г.Г. Доминиковский, Н.А. Корнилов), Ле-

нинграда (О.Н. Анищенкова, А.Н. Берковский, Д.И. Гарбар, Г.А. Мурина, С.Н. Тихомиров, Л.Е. Шустова и др.), Петрозаводска (М.М. Стенарь), Москвы (С.В. Богданова), Воронежа (Н.С. Афанасьев, И.Н. Щеголев и др.). Некоторые материалы совместных обобщений опубликованы [Анищенкова и др., 1975; Афанасьев и др., 1972, 1976; Биркис и др., 1972, 1976; Бондаренко и др., 1972; Глебовицкий и др., 1976; Пуура и др., 1976 б, в; Карта метаморфических поясов..., 1975; Тектоническая карта..., 1974].

В настоящей работе обобщены главные результаты геологического и петрографического изучения кристаллического фундамента Эстонии. Основной объем работы посвящен петрографическому описанию комплексов метаморфических пород, преобладающих в строении фундамента, а также интрузивных и ультраметаморфических пород (глава III). Характеристике условий метаморфизма по данным изучения химического состава минералов посвящена глава IV. Кратко описаны рельеф поверхности фундамента (глава I) и довендская кора выветривания кристаллических пород (глава V). Физические свойства пород (плотность, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность — глава VI) рассмотрены в общем плане, на основе статистически обработанных данных.

Вопросы расчленения и корреляции комплексов пород и строения кристаллического фундамента рассмотрены в главе II. Для этого был использован весь приведенный в работе фактический материал по петрографии, а также геофизические данные. Эти вопросы в большей части решены в предварительном плане ввиду недостаточной изученности фундамента описываемого района, спорных положений в расчленении комплексов пород в смежных районах, в том числе в открытой части Балтийского щита.

Недостаточно использованы для целей расчленения и корреляции возможности формационного анализа метаморфических, ультраметаморфических и интрузивных пород.

Можно надеяться, что несмотря на многие нерешенные проблемы, опубликование настоящей работы будет полезно для дальнейшего развития исследований кристаллического фундамента Эстонии и смежных регионов.

ПРИНЯТЫЕ В МОНОГРАФИИ СОКРАЩЕННЫЕ НАЗВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Alm — альмандин Кsp — калиевый полевой шпат

 Amph — амфибол
 Mont — монтмориллонит

 An — анортит
 MPy — моноклинный пироксен

Chl - хлорит Ort - ортит P1 Cord - кордиерит плагиоклаз - куммингтонит Cum Py - пироксен Erz рудные минералы Pyr - пироп

Ер – эпидот Q – кварц

Fl — флюорит RPy — ромбический пироксен

 Gr
 гранат
 Sc
 скаполит

 Graph — графит
 Sil
 силлиманит

 Gross — гроссуляр
 Sp
 шпинель

 Hbl
 – роговая обманка
 Spess
 – спессартин

 LM:
 — силлиманит
 Time chapter

HMi — гидрослюда
 Hyp — гиперстен
 Kaol — каолинит

Ti — сфен
Zr — циркон

ГЛАВА І

РЕЛЬЕФ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

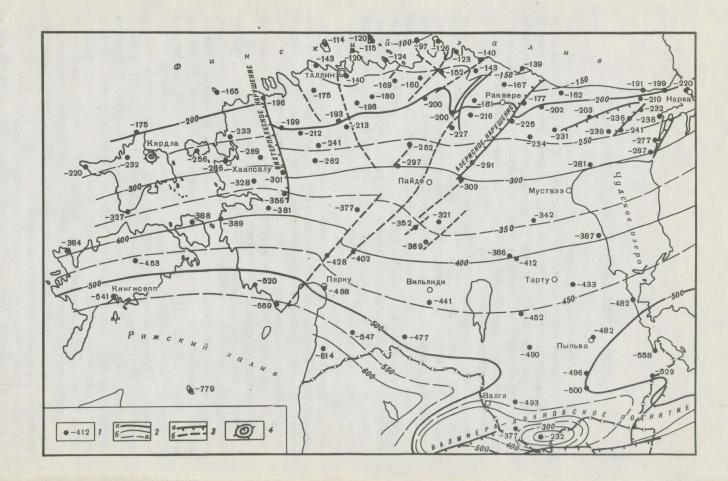
Перед формированием осадочного чехла структуры кристаллического фундамента подверглись глубокой денудации. К началу осадконакопления в позднем венде денудационная поверхность фундамента превратилась в почти идеальный пенеплен. Современное положение поверхности фундамента обусловлено главным образом колебательными и дифференцированными (дислокационными) тектоническими движениями в платформенную стадию развития.

Поверхность кристаллического фундамента Эстонии в целом плавно погружается с севера на юг (рис. 3) согласно с расположением рассматриваемой территории в региональной платформенной структуре между Балтийским щитом на севере и Балтийской синеклизой на юге. Обычно территорию Эстонии с моноклинальным маломощным осадочным чехлом описывают как южный склон Балтийского щита и только ее юго-западную часть, где фундамент погружается глубже (от –500 до – 800 м), относят к Балтийской синеклизе. Азимут падения поверхности фундамента — юго-восток 160° — юго-запад 200° [Вахер, 1972; Пуура, Мардла, 1972], а угол — от 6 до 13' (наклон от 2 до 4 м/км). Только на юго-востоке Эстонии и в смежных районах Латвии и РСФСР в пределах Валмиера-Мынисте-Локновского поднятия и его пологого северного склона кристаллический фундамент заметно приподнят. Эта наиболее крупная платформенная тектоническая структура Эстонии была выявлена в ходе нефтегазопоисковых работ уже в 1950-е годы, а изучение ее продолжалось до последнего времени [Паасикиви, 1966; Пуура, 19746].

Следует отметить, что в некоторых опубликованных работах рельеф кристаллического фундамента всей Эстонии изображался в весьма сложной форме, что обосновывалось главным образом данными количественной интерпретации материалов аэромагнитных съемок [Котлуков и др., 1965; Можаев, 1973]. Однако по новым, более детальным данным бурения и геофизических исследований подобные представления не подтвердились. Одновременно было показано, что точность расчета глубины фундамента по аэромагнитным данным невелика [Вахер, 1972]. В действительности оказалось, что на фоне регионального пологого погружения поверхности фундамента в южном направлении на некоторых участках имеются различного рода относительно мелкие (как по вертикальным, так и по горизонтальным размерам) неровности — уступы платформенных разрывов или приподнятые блоки в ядрах брахиантиклинальных структур. На детально разбуренных участках иногда можно выделить

также денудационные неровности в рельефе.

Общая длина Валмиера-Мынисте-Локновского валообразного поднятия кристаллического фундамента около 175 км. Относительная высота поднятия фундамента по сравнению с его положением южнее струк-



туры достигает 750 м. Строение поднятия резко асимметричное. Южный склон крутой и частично совмещается с уступом Рижско-Псковского разлома. Северный склон более пологий, и здесь к собственно Валмиера-Мынисте-Локновскому валу примыкает зона относительно приподнятого залегания фундамента с падением его поверхности в северных румбах. В результате между городами Антсла, Выру и Печоры образовалась в рельефе фундамента Выруская седловина. Формирование Валмиера-Мынисте-Локновского поднятия и Рижско-Псковского разлома происходило главным образом в каледонскую и герцинскую тектонические эпохи.

Меньшие по размерам неровности рельефа фундамента на остальной территории Эстонии предполагались по гравиметрическим и магнитометрическим данным уже в 50-е годы [Побул, 1961]. Часть их подтвердилась бурением (рис. 3, 4 вкл.), например поднятие фундамента в ядре плакантиклинали Ульясте [Вахер и др., 1964]. В результате этого была выяснена природа поднятий осадочного чехла, в частности пласта горючих сланцев в районе Сонда - Ульясте [Reinwald, 1935]. Глубинным картированием в районе городов Раквере и Кивиыли были выявлены новые поднятия (у населенных пунктов Ассамалла и Коэравере) и изучена группа поднятий Сонда — Ульясте (рис. 4). Строение и развитие всех этих поднятий фундамента — однотипное. Горизонтальные размеры их 1–3 км по длинной оси и 0,5-1 км по короткой, амплитуда - от 40 до 120 м. Вершины приподнятых блоков фундамента относительно плоские; так, например, на поднятии Ульясте абсолютные отметки вершины колеблются в пределах от -60 до -75 м при горизонтальных размерах ее около 300 × 400 м. Склоны приподнятых блоков, судя по данным о южной окраине того же поднятия, имеют наклон порядка 10-40°.

Строение осадочного чехла в районе описываемых структур свидетельствует о том, что поднятие фундамента происходило уже до начала вендского осадконакопления. В течение венда по крайней мере часть поднятий оставалась источником сноса грубозернистого материала [Вахер и др., 1964]. Полностью кристаллические породы были погребены под осадками в начале кембрия. Дальнейшие подвижки приподнятых блоков фундамента сопровождались дислокацией осадочного чехла — формированием в ней коробчатых куполовидных структур – плакантиклиналей. Интенсивное развитие этих структур происходило в байкальском цикле (венд дотрилобитовый ранний кембрий), но продолжалось и в каледонском [Вахер и др., 1962; Пуура, 1974б]. Весьма вероятно, что в тектоническом отношении аналог этих структур представляют выступы фундамента, составляющие скальный остов современных островов Суурсаар (Хогланд) и Суур-Тютарсаар (Большой Тютерс) [Пуура, Мардла, 1972]. В принципе на глыбово-тектоническую природу о-ва Суурсаар указывал еще в 1896 г. В. Рамзай. С зонами дробления пород в крыльях припод-

Р и с. 3. Схема рельефа поверхности кристаллического фундамента

I — буровая скважина (цифрами обозначена абсолютная отметка поверхности, в м); 2 — изогипсы поверхности фундамента: a — через 300 м, δ — через 50 м, ϵ — предполагаемые; β — разрывные нарушения: ϵ — с уступом в рельефе фундамента (штрихи в направлении опущенного блока), δ — уступ не установлен; ϵ — Кярдлаская кольцевая структура

нятых блоков фундамента в районе Ульясте связана сульфидная полиметаллическая минерализация [Вахер и др., 1964; Пуура, Судов, 1976].

Совершенно иную природу имеют выступы кристаллических пород в районе г. Кярдла на о-ве Хийумаа, первоначально также сопоставленные с поднятиями в районе Ульясте [Viiding jt., 1969]. Геофизическими работами О.Б. Громова выяснено кольцеобразное расположение поднятий кристаллических пород вокруг центрального понижения в рельефе фундамента, что дало повод для выделения Кярдлаской кольцевой структуры проблематичного (вулканического или метеоритного) происхождения [Пуура, 19746]. Диаметр кольцевой структуры около 5 км, максимальная относительная высота кольцевого вала (состоящего из кристаллических пород) примерно на 240 м выше, а глубина центрального понижения более 150 м и по геофизическим данным на 200—400 м ниже нормального уровня фундамента. Возраст заложения структуры — ранний или начало среднего ордовика. Структура оставалась подвижной еще в послеордовикское время. В раздробленных породах фундамента и чехла проявляется полиметаллическая сульфидная минерализация.

Наряду с описанными блоковыми поднятиями фундамента другим главным типом неровностей поверхности фундамента являются уступы платформенных разломов. Амплитуда смещения по Вийвиконнаскому нарушению оценивается в 5-10, по Ахтмескому - в 5-12 и по Азерискому в 10-30 м. Перечисленные разломы пересекают весь осадочный чехол, включая ордовикские отложения; их возраст, вероятно, позднекаледонский [Пуура, Мардла, 1972]. Подобные зоны северо-восточного направления прослеживаются через всю Эстонию - от г. Пярну до г. Нарва, а в центральной и юго-западной частях Эстонии они пока слабо изучены. В северо-западной части Пярну-Нарвской полосы дислокаций установлены зоны разломов древнего (раннепротерозойского) заложения, унаследованно развивавшиеся еще в венде и палеозое - Тапаский и другие разломы. Тапаский и параллельные с ним разломы контролируют понижение в рельефе фундамента с относительной глубиной до 50 м (рис. 4). В разновозрастных тектонических разрывах фундамента и чехла проявляется сульфидная меднополиметаллическая и полиметаллическая, а также редкометальная минерализация [Пуура, Судов, 1976].

В северо-западной части Эстонии выделяется серия нарушений северозападного простирания. Амплитуда смещения поверхности фундамента по наиболее крупному Вихтерпалускому разлому достигает 50 м. Разрывы северо-западного направления развивались в байкальскую и каледон-

Неровности рельефа явно денудационной природы (допоздневендского времени) выявлены в пределах Йыхвиской магнитной аномалии. Здесь на участках распространения магнетитовых кварцитов сохранились эрозионные останцы высотой до 10-15 м, а несколько южнее, уже в зоне распространения глиноземистых гнейсов (Алутагузеская структурная зона фундамента) как будто бы выявляется эрозионное понижение в рельефе глубиной 5-15 м.

ГЛАВА II

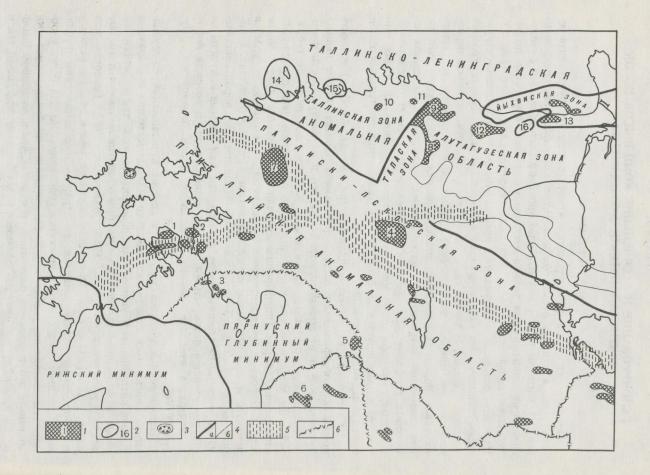
РАЙОНИРОВАНИЕ И РАСЧЛЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

вводные замечания

При геологическом районировании кристаллического фундамента за основу была принята схема геофизического районирования, предложенная Э.Э. Фотиади [1958] как наиболее простая и согласующаяся с геологическими данными. Она только несколько дополнена и уточнена по результатам дальнейших, более детальных геофизических работ (рис. 5). На основе результатов геофизики и данных бурения были выделены структурно-геологические районы фундамента (рис. 6, вкл.). При построении последней схемы, а также схем расчленения комплексов пород первоначально учитывались эмпирические данные об естественных ассоциациях типов пород. Дальнейшими исследованиями было показано, что такая совместная встречаемость определенных типов пород в пределах некоторых геофизических зон или участков обычно имеет определенное геолого-стратиграфическое или структурное содержание. В общих чертах это иллюстрируется сводной табл. 1 распространения главных типов пород складчатого основания.

На геологических схемах фундамента (рис. 6; см. рис. 7, 8) точность показа петрографического состава фундамента зависит, кроме данных бурения, еще и от степени однородности его и от контрастности физических свойств отдельных типов пород. Как показано ниже, по геофизическим данным можно достаточно четко оконтурить тела однородных интрузивных пород (порфировидных калиевых гранитов и др.), тогда как в строении мигматизированных складчатых комплексов удается показать только тенденции изменения петрографического состава. Большая часть схемы возрастного расчленения комплексов пород составлена по косвенным геологическим данным, так как прямые контакты их обычно остаются невскрытыми, а даты радиоизотопного возраста пород и минералов наиболее древних комплексов пород "омоложены" [Пу-ура, 1974а].

Исторически сложилось так, что в составе кристаллического фундамента описывались как геосинклинально-складчатые толщи и связанные с ними интрузивные и ультраметаморфические породы, так и послескладчатые неметаморфизованные породы типа гранитов рапакиви и хогландских эффузивов [Фотиади, 1958; Вяюрюнен, 1959; Геологическая карта..., 1960]. Поскольку последние относятся уже к самому раннему платформенному этапу развития, то термин "кристаллический фундамент" не имеет четкого тектонического содержания. Но для более удобного использования повседневной терминологии необходимо все-таки сохранить его в прежнем понимании, тем более, что в дословном смысле он правилен: как граниты рапакиви и хогландские эффузивы, так и породы собственно складчатого основания безусловно являются полнокристаллическими образованиями. Для обозначения геосинклинальноскладчатых образований нами применяется термин "доплатформенное (дохогландское) основание", или просто "складчатое основание".



В геологической литературе Финляндии, а также других стран для обозначения соотношений интрузивных пород со складчатостью иногда широко применяются термины "доорогенный", "синорогенный", "позднеорогенный" и "анорогенный". Частично эти термины применяются и нами ("позднеорогенные микроклиновые граниты", "анорогенные граниты рапакиви"; см. главу III). Все же надо отметить, что в случае неоднократной складчатости (например, для архейских интрузивных пород) эта система терминов теряет свою информативность.

АРХЕЙСКИЕ ГНЕЙСО-МИГМАТИТОВЫЕ МАССИВЫ И БЛОКИ

Архейские мигматизированные гнейсы преобладают в строении крупного Латвийско-Эстонского массива (Южная и Западная Эстония) и относительно мелких блоков в свекофеннской складчатой области, прежде всего в Тапаской и Йыхвиской зонах.

Латвийско-Эстонский архейский массив в пределах Эстонии геофизически четко охарактеризован — это северная часть "Таллинско-Локновско-Шауляйских положительных аномалий" (по Э.Э. Фотиади [1958]), или Прибалтийской аномальной области (см. рис. 5). Северо-восточная краевая часть этой области - Палдиско-Псковская аномальная зона, первоначально выделенная Э.А. Побулом в качестве самостоятельной геофизической единицы. От остальной площади Прибалтийской аномальной области эта зона отделена линейным минимумом гравимагнитных полей. Для этой области в целом характерны грубомозаичные аномалии силы тяжести и полосовые магнитные аномалии субширотного северо-западного, местами отклоняющиеся до субмеридионального северо-западного простирания. Примечательно, что в северовосточной краевой части массива, в Палдиско-Псковской зоне и даже за ее юго-западной границей локальные полосовые магнитные аномалии отклоняются от простирания региональных аномалий и ориентируются под острым углом к направлению названной зоны (см. рис. 6).

Рис. 5. Схема геофизического районирования

17

^{1 —} локальные положительные магнитные аномалии; цифрами на схеме обозначены аномалии (1-13): 1 — на о-ве Муху (обусловленная магнетитсодержащими биотит-амфиболовыми гнейсами), 2 — Виртсу (Массо) (огнейсованные магнетитсодержащие гранодиориты), 3 — Варбла (магнетитсодержащие мигматизированные гнейсы), 4 — Таадиквере (Пилиствере) (огнейсованные, магнетитсодержащие гранодиориты), 5 — Абья (огнейсованные магнетитсодержащие кварцевые диориты), 6 — Стайцеле (магнетитовые руды в метабазитах), 7 — Мярьямаа (магнетитсодержащие порфировидные калиевые граниты), 8 — внешнее "кольцо" аномалий Тапаской зоны, 9 — Хальялаский участок аномалий (8,9 обусловлены пирротин- и магнетитсодержащими метаморфическими породами ульястеской пачки), 10 — Сигула (титано-магнетитовая минерализация в офитовом габбро), 11 — Сакусааре (Вийтна) (проявление магнетитовых кварцитов), 12 — Сонда-Ульястеский аномальный участок (пирротинсодержащие породы ульястеской пачки), 13 — Йыхвиская магнитная аномалия (магнетитовые кварциты); 2 — слабые отрицательные аномалии силы тяжести и закономерные нелинейные магнитные аномалии, обусловленные порфировидными калиевыми гранитами; цифрами на карте обозначены аномалии, обусловленные массивами (14-16): 14 — Найссаарским, 15 — Нээмеским, 16 — Эредаским; 3 — Кярдлаская кольцевая магнитная и гравитационная аномалия; 4 — границы геофизических аномальных областей, зон, участков: а — по зонам интенсивного гравимагнитного градиента, б — остальные; 5 — линейные "секущие" зоны минимума; 6 — граница Пярнуского глубинного минимума

Таблица 1
Встречаемость типов и групп пород складчатого основания в разрезах буро-

Метаморфические породы										
		M	етаморф	ические	Порода	"				
Скважина	Биотит-амфибол- пироксеновые гнейсы	Амфиболиты	Биотит-амфи- боловые гнейсы	Биотитовые плагиогнейсы	Гранито-гнейсы	Кварц-полево- шпатовые гней- сы	Глиноземистые гнейсы			
1 8000 000	2	3	4	5	6	7	8			
	Ю:	жная	Эсто	ния						
Варбла 502	+						++			
Селисте 173	++		+		+					
Ape 171	+		+		++	+				
Пярну 176										
" 245										
(RП) "										
Хяэдемеэсте 172	+				+	++				
Тоотси 175	++		+							
Ристикюла 174	++				+	+				
Кынну 300							++			
Абья 92							THE.			
Ваки 67п)										
" 66n)		.+				++				
Выхма (В)		+	++	+						
Вильянди 91	++									
Таадиквере 94										
Кахала II (КІІ)	++									
Лаэва 8										
" 18	++									
Элва 555	+									
Отепя 2 (О2)	++			+						
Карула 320 (К320)	+	++								
Лаанеметса 70 (Л70)				?						
Мынисте 60к				+						
Каагвере 1 (К1)	++									
Пылва 423	+				++	+				
Вяймела 49р										
Выру 66к										
Печоры 330		?		+						
Вярска III			sections +							
	Запад	цная	Эстон	ия						
Калана 393				+?+						
				a sadala						
Курисо 399		4								
Сыру 400 Тахкуна 396			++	+		+				

Мета	морфич	ческие пор	оды	Интрузи	вные и	ультрамета	аморфи	ческие по	роды
Биотитовые (слю- дяные) гнейсы	Кварциты	Карбонатные породы	Магнетитовые кварцы	Ультраосновные породы	Габброиды	Кварцевые дио- риты, гранодио- риты	Чарнокиты	Гранит-мигма- титы	Граниты
9	10	. 11	12	13	14	15	16	17	18
			10 .	кная Э	стони			-	
			10 %	кная Э		1 M		80£ ss	
+					++		+ +	++	
							+	++	
							++	77	
					++				
					++			+	
							+	+	
							+	+	
								+	
					+		+	+	
						++		*	
	+	++						++	
								+	
			4 .					++	
							+	++	
						++			
							+		
					++	+			
							+		
							++		
	+			++				++	
							+	++	
									+
								++	
					?		+	++	
					+		Т	++	
					++			O Last	
					17			++	
			Западн	ая Эс	пония				
								?	
?								+	
+								++ 5	

ť	2	3	4	5	6	7	8											
Палукюла (> 20 скважин)		++	+	+				9	10	11	12		13	14	15	16	17	T
Хулло 385						+?+			-		1	-				+	+	+
Myxy 590			++	+													++	
Осмуссаар 410			+	++														
Ригульди 365			++	. ++													+	
Хаапсалу 3 (ХЗ)		+					.++										20 to	
Вихтерпалу 357		++	++	+		+											+	
Паливере 354			+	++	++													
Мартна 15		+		++														
Казари 16					++													
Калдамяэ 305																		
Ристи 3							++											
Теэнузе 13					++			+									++	
Кохила 308		++				+												
" (Kox)	+	++	++	+	+	+												
(1101)	T	м.	-														+	
	тап	аский															+	
Амбла Ф-153		+	++	++							7	Гапа	ский	блок				
Рясна Ф-166			++											on on				
Палаоя Ф-138		+															++	
Тапа (Т)													++					
Каркусе Ф-142		++	+											++			+	
Имасту Ф-140		++																
Моэ Ф-164	++		++			+								++		+	++	
Вохнья Ф-159		+	++	++												. +	++	
Вахакулму Ф-143		++															++	
Трилли Ф-151		++	+													+	++	
Кавасту Ф-145				++												T	++	
	Йы	квиска	я зон	ı a										++		+	+	
Азери 249				++							*						-	
Кестла 248											И	ыхві	иска	я зон	a			
Аа Ф-165	++		+														+	
Варья Ф-195	++		+															+
Валасте Ф-16			++	++												+	++	
Йыхви II (ЙII)				+			++									+	++	
" І (ЙІ)																	+	
" Ф-1				+				+			++						++	
" Ф-11	++		+								++						++	
" Φ4											++						+	
Саннику Ф-6					++												++	
" Ф-10					++			++									+	
" Ф-17					++												SP-T-AU	
Вока Ф-9				+														
" Φ-13					++													
Вока 315	++		1	++		+					++						++	
" Ф -2																	,++	
					++											_	44	
" Ф-5 " Ф-3	++		+	+	- Anna						++					+ +	++	
	TT		Т.				++									,		
Ору Ф-12											++					+	1	
20								+			++						+	

1	12	3	4	5	6	7	8		9	10	11	12	13
Ору Ф-21	+		+	++	+			+			•		
у Ф-23	++												
Гюрсамяэ Ф-7	+			++									
Каасиксааре Ф-8	+						++		++				
Утриа 246	T												
Мерикюла Ф- 169	++		+										
Нарва 2 (Н-2)				++									
' 68				+									
' 1 (H-1)				++									
' 312 (H-312)													
312 (H-312)												Тап	ілин
	Талли	нская	3 O H	a									
Сейла 117		++			++								
Галлин Р14													
, P16									++				
Гонди 118						++							
Рохунеэме Ф-126							++						
Меривялья Ф-127		+							++				
Паснамя 60			++										
Ассаку Ф-101						++							
					++	TT							
Набала 70					++								
Трангли 6													
, 5a			++										
Сахалоо Ф-118						++							
Сели Ф-111						++							
Костивере Ф-117			++			+							
Арукюла 40									++				
Ягала Ф-110							++		++				
' 110							+						
Тарила Ф-109		+	+			++			++				
Арду (А)			+										
Сальмисту Ф-105			++	++		+			+				
Каберла Ф-123							++						
Кийу Ф-114						++							
Касеметса Ф-108		+	++	++									
Юминда 6 (Юб)		+							++				
Колга-Абла Ф-122			+										
Пудисоо 7				++									
Хара Ф-104			++	++			,						
Пиллапалу Ф-107			++	++					++				
Хирвли 8			+										
Сигула Ф-124									+				
Алттоа Ф-125							++						
Вийнисту Ф-102							++		++				
Пяриспеа Ф-113							++		. ++				
Кемба Ф-116		+	++	+									
Котка Ф-103				++					79.				
Суру Ф-112		++	+						++				
Отса Ф-120							++		++				
U104 W-120							++		+				

9	10	11	R	12	13	T	14	15	16	17	18
	1		1		-		-			++	
									+ 25	-O myon	
									+	++	
++									5	++	
							+			Inch	
									+	+	
									Т.	++	
										+	
										++	
									+	++	
											+
				Тал	ілин (ска	я зо:	на			
										+	
											++
++										+	THE REAL PROPERTY.
				495						+	
										++	
++										++	
										+	
								+		+	
										+	
											++
										++	
										+	
										+	
										+	
								++		+	
++										++	
++										++	
										++	
++										++	
										++	
+										+	
										++	
										+	
								++		++	
++										+ .	++
										++	
										+	
										++	
++										++	
							++				
+										+	
++										+	
. ++										++	
										++	
										+	
++										++	
++										00+	
+										+	
										18 8	

		2	3	4	5	6	7	8
1		2	3					
Ныммевески Ф-129				++	++			
Ванакюла Ф-130				++				
Лехтсе-Соо Ф-132		+						++
Лехтсе Ф-141			+					
Кясму 14				++		++		
Корьюзе 15						++		
Илумяэ Ф-128								++
Сакусааре Ф-136				+	++			
Коолимяэ Ф-134			+		++		+	
Каритса Ф-137				++	++			
Охепалу Ф-139								++
Метсику Ф-135					++			
Мустоя Ф-133								++
WIYCION W-133			,					
	A	лутаг	узеск	ая зо	на			
Соотагузе Ф-131			+					+
Лазила Ф-152			+					++
Поркуни Ф-168								+
Анниквере Ф-148					++			+
Выле Ф-146		+						++
Ванамыйза Ф-149		+						++
Хулья Ф-150				++				
Кандле Ф-147			++		++ '			
Ассамалла Ф-255				++				+
" Ф-162								
W-102								++
Коеравере Ф-157								++
Эссу 208				++	++			
Убья Ф-156				++	++			
Паюсти Ф-158		+		+	+			++
Тоолсе Ф-154								++
Линнузе Ф-144						++		+
Сымеру Ф-155						TT		++
Кирикукюла Ф-160								TT
Вооре Ф-161								
Виру-Яагупи Ф-163								+
Летипеа Ф-181								++
Кабала (К)								++
Виру-Роэла (В-Р)					+			
Саэ Ф-183								++
Виру-Нигула Ф-182			+					++
" Ф-222			+					++
" Ф-223			+					+
" Ф-224		+	+	+				
Пада Ф-184		+	+	+				
Пада-Ару Ф-185		+	+	+				
Тоомика Ф-186								++
Мийла Ф-187								++
								++
4-200								++
4-201								+
Ульясте 81								

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
								7+ 10	ab arragan
								+ 111	
								++	
++								+	
								++	
								+	
+								+	
			++					+	
								++	
++								++	
								++	
+								++	
								+	
			Алут	гагузес	кая з	она			
+	++	+						+	
+								+	
								++	
								+	
+								08.40	
	++			+	+			+	
					+				
	++							+ +	
	++							+	
+								+	
								_	
								80.0	RONTEN
								+	
+								+	
+								++	
								++	
+								+	
									++
+						+		++	
						++			
4								+	
++								++	
								+	
+								n store	
+					REEN			+	
4					++			++	
					++				
					++				
+								++	
			* .					+	
	+							+	
	++	++							

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
/льясте 46п \					1		
, 45m							+
' 47п)							++
, 48п							++
, 49п							++
, Ф-188							++
, Ф-229	+		+				++
Ф-230							++
Ухтна 320 (У320)		++					++
/пьясте 80							++
Таламузе (ПА)							++
/льясте Ф-228							++
, Ф-226							
Сонда Ф-225	++	+	+				++
Мудамыйза Ф-194							++
Нюри Ф-192	++	+	++				
Гуду 318							++
Сонда Ф-199							++
Нюри Ф-191	++						++
Вана-Сонда Ф-189							++
Сиртси Ф-193							++
Эрра Ф-190							++
Ару Ф-197							+
Гарума 4 (Т4)		+					++
5 (T5)							++
Кийкла Ф-20							++
Метскюла Ф-198		+	+				++
Раннапунгерья 76г							+
Пеэри Ф-18							++
φ-19							++
Сырумяэ (С-1)							++
Гойла Ф-22							++
Кайдма 312							++
							+
Куртна Ф-15							++
Ряэтсма 313							
Вийвиконна 44п							++
Яама 3 (ЯЗ)							++
Мустайые 311							
,, 311A							++
Кунингакюла 2 (К2)							++
Складчат	гое основа	ние, о	-в Су	урса	ар (Го	гланд)	

Складчатое основание, о-в Суур-Тютарсаар (Большой Тютерс)

Примечание. Знаком ++ обозначены породы характерные, знаком + - породы редкие.

9	10	11	12	13	14	15	16	17	1
	++	++						+	
+	++	++						+++	
	++	++						+	
	++	. ++						615660	
+	+	+						+	
								+	
	++	++						++	
	+							++	
	+							+	
+								+	
								+ +	10
		TO SOLUTION						+	+
+	+	+					. 577		
	To Take							+	
+								+	
+									
	++	+						+	
+	+	+							
								++	
+									
								++	
	_							+ +	
+	SEE KO							+	
+								+	
+								++	
								+	
								++	
+								+	
								++	
+								++	
No.								+	
+								++	
+								+	
								+	
								+	
+								+	
	Скл	адчато	ое осн	ование	, о-в (Суурс	аар (Го	гланд)	
+	+		+	+	++	+		+	+

Вообще Латвийско-Эстонский массив характеризуется наиболее сложным узором аномальных полей. Систематической обработкой геофизических данных установлено, что по сравнению с другими структурами фундамента для него характерна наиболее густая сеть разрывных нарушений [Побул, Сильдвээ, 1973]. Только в этой области отсутствует четкая связь между гравитационными и магнитными аномалиями. Все это можно объяснить относительной древностью геологической структуры Латвийско-Эстонского массива.

Северо-восточная граница массива со свекофеннскими складчатыми зонами четко маркируется гравитационной ступенью [Геологическое..., 1968], а также заметной сменой интенсивности и характера магнитных аномалий [Карта аномального..., 1968]. На юге массив продолжается на территорию Латвии. В Юго-Западной Эстонии, в районе Рижского залива и в акватории Балтийского моря характерные аномалии Прибалтийской области обрезаются отрицательными гравимагнитными аномалиями,

обусловленными раннеплатформенными структурами.

Как уже было сказано, Латвийско-Эстонский массив имеет явное блоковое строение. Положительные субизометричные аномалии силы тяжести соответствуют вероятным ядрам блоков, тогда как в линейных отрицательных аномалиях отражается система междублоковых разломов северо-западного, северо-восточного, субширотного и субмеридионального направлений. Разломы северо-западного простирания в общем параллельны северо-восточной границе массива и Палдиско-Псковской зоне. С геологической точки зрения наиболее существенное значение имеет субширотная зона разлома, протягивающаяся через всю Эстонию — от о. Сааремаа до г. Муствеэ [Полякова, Побул, 1960] и разделяющая блоки пород гранулитовой фации Южной Эстонии и амфиболитовой фации Западной Эстонии.

Типоморфными образованиями Латвийско-Эстонского архейского массива являются породы гранулитовой фации. Их изучение в разрезах скважин Стренчи 7 и Валмиера 8 позволило А.П. Биркису [1967] сказать о том, что в Прибалтике распространены архейские породы типа кольской серии. В дальнейшем было установлено широкое распространение этих пород [Биркис и др., 1972, 1976; Пуура и др., 1976в] и выделен архей-

ский массив [Биркис, 1971; Пуура, 19746].

В семействе метаморфических пород гранулитовой фации ЛатвийскоЭстонского массива преобладают различные биотит-амфибол-ортопироксен- и клинопироксенсодержащие гнейсы (по другой петрографической
терминологии более меланократовые разновидности их называются кристаллическими сланцами), по химическому составу относящиеся к группе основных и средних, богатых кальцием пород. Более редко встречаются кварц-полевошпатовые гнейсы и гранито-гнейсы кислого состава
и очень редко — глиноземистые гнейсы. Какой-либо закономерной пространственной изменчивости в составе метаморфического комплекса
пока не обнаружено. По геофизическим данным предполагается, что коегде в разрезе этого комплекса встречаются прослои и линзы богатых железом пород с телами магнетитовых руд, подобно тому, как это установлено скважиной 4 Стайцеле в Северной Латвии [Богатиков, Биркис,
1973].

В метаморфической толще обнаружены породы явно интрузивной природы — ортоамфиболиты (скв. К320) и особенно метагабброиды — скважины в районе городов Пярну (502, ПЯ, 245) и Выру (66к, 49р), а также скв. Лаэва 8 и группа скважин за пределами юго-восточной границы Эстонии — скв. Локно 1р, Краснодудово 5р и Черская 2р [Варданянц, 1960; Волотовская, 1971]. Вскрытые скважинами тела габбро невелики и четко не картируются при среднемасштабных геофизических съемках. Но некоторые интенсивные магнитные аномалии, которые раньше объяснялись наличием крупных массивов габбро, после их бурения стали объяснять комплексом магнетитсодержащих гнейсов или же интрузиями пород более кислого состава — гранодиоритов и других.

Скважиной Отепя 2 вскрыты жильные тела серпентинизированного ультрабазита.

Метаморфические и перечисленные интрузивные породы охвачены мигматизацией. В районах типичного проявления гранулитового метаморфизма развиты чарнокит-мигматиты. В г. Пярну скважинами Пя и 176 вскрыты относительно массивные чарнокиты. Т.И. Кууспалу принял их за интрузивные чарнокиты. В разрезе скв. Элва 555 относительно массивные чарнокиты содержат реликты гиперстеновых гнейсов. Чаще всего чарнокиты встречаются в виде венитового жильного материала в двупироксеновых гнейсах.

Более широко, чем чарнокиты, распространены мигматиты гранитного состава. Как следует из петрографического описания, в некоторой части их калишпат представлен ортоклазом, и поэтому они вполне могли сформироваться одновременно с чарнокитами в условиях гранулитовой фации. Такие граниты часто встречаются в породах кислого состава, чередующихся в разрезе с чарнокитизированными основными породами. Другая часть гранитов представлена типичными микроклиновыми гранитами, которые могли сформироваться, хотя и частично, в более поздний (послеархейский) этап мигматизации, о чем будет сказано ниже. Однако по керну скважин нелегко в каждом конкретном случае точно классифицировать мигматизирующее вещество. На некоторых участках мигматизация сформировала обширные поля теневых мигматитов и теневых гранитов.

В Южной Эстонии бурением вскрыты массивы огнейсованных кварцевых диоритов и гранодиоритов. Состав каждого массива имеет свои специфические особенности. Общее для всех массивов — высокая намагниченность пород, вследствие чего тела их отражаются в магнитном поле в виде резких максимумов. По магнитным данным массив кварцевых диоритов Абья (скв. 92) имеет небольшие размеры (от сотен метров до первых километров), массив Массо (скв. 360) достигает 5 км в диаметре и массив Таадиквере (скв. 94) сложного внутреннего строения — 10 км. По геофизическим данным предполагается, что такие массивы, вероятно, более широко развиты. В частности, вблизи массива Массо по геофизическим данным выделены еще два таких массива. По-видимому, массивы данной группы локализуются в зонах разломов или вблизи них: Виртсу и Таадиквере связаны, вероятно, с субширотной зоной разлома, Абья — с субмеридиональной.

По имеющимся данным, массивы гранодиоритов и кварцевых дио-

ритов формировались после этапа гранулитового метаморфизма. С другой стороны, породы массивов Таадиквере и Абья мигматизированы микроклиновыми гранитами.

Предполагается, что гранитная мигматизация также более часто приурочена к зонам разломов, чем и обусловлены линейные гравимагнитные отрицательные аномалии, в частности линейная аномалия вдоль югозападной границы Палдиско-Псковской зоны. Интенсивно проявляется гранитная мигматизация в восточной части массива, где в разрезах скважин (330, 49p, 66к) породы с парагенезисами гранулитовой фации вообще не обнаружены.

Вероятно, наложенные процессы — гранитная мигматизация и диафторез (см. главу IV) — в той или иной степени развиты в пределах всего Латвийско-Эстонского массива.

Комплекс метаморфических пород Западной Эстонии метаморфизован в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Преобладают различные биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты, по химическому составу относящиеся к группе средних и основных, богатых кальцитом пород. С этими породами перемежаются в разрезах более редкие гранито-гнейсы и кварцполевошпатовые гнейсы (породы кислого состава) и очень редко встречаются глиноземистые гнейсы. По химическому составу этот комплекс вполне аналогичен комплексу гранулитовой фации Южной Эстонии.

Из ранних интрузивных пород в Западной Эстонии известны только жильные тела амфиболитов. Комплекс метаморфических пород, в том числе и амфиболиты, мигматизирован плагиоклазовыми и плагиомикро-клиновыми гранитами. Иногда мигматизация доходила до образования общирных площадей теневых мигматитов и теневых гранитов, что в геофизических полях отражается в виде отрицательных аномалий (в районе скважин 13, 16, 305, 354).

Блоки пород архейского возраста внутри свекофеннской складчатой области Северной Эстонии — Таллинско-Ленинградской аномальной области — отражаются в виде положительных геофизических аномалий.

СВЕКОФЕННСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Протерозойские мигматизированные складчатые толщи слагают две крупные структурные зоны: Таллинскую и Алутагузескую. Для выяснения возрастных и структурных соотношений архейских и протерозойских комплексов пород и вообще для интерпретации структуры фундамента большой интерес представляет строение антиклинорных зон: поперечной Тапаской (разделяющей Таллинскую и Алутагузескую зоны) и продольной Йыхвинской, а также антиклинальных структур в районе поселков Хальяла и Сонда-Ульясте.

Свекофеннская складчатая область Северной Эстонии отражается в геофизических полях в целом отрицательными аномалиями. Большую часть этой области Э.Э. Фотиади [1958] и другие исследователи рассматривали в связи с минимумом над Выборгским плутоном. В дальнейшем единая аномальная область, протягивающаяся от Таллина до Ленинграда и Новгорода, называлась Новгородской, Таллинско-Ленинградской и т.д.

Таллинская зона характеризуется линейными гравитационными и магнитными аномалиями (рис. 7, вкл.) субширотного северо-западного простирания. По интенсивности локальных аномалий и данным бурения можно приблизительно закартировать распространение главных типов метаморфических пород ягалаского комплекса Пуура и др., 1976в; рис. 8, вкл.; см. рис. 6). Здесь можно выделить три пачки пород, характеризующихся различными магнитными аномалиями: а) кварц-полевошпатовых (лептитовых) гнейсов - с пониженными аномальными полями, б) биотит-амфиболовых, биотитовых и амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов - со слабыми положительными линейными магнитными аномалиями (отдельные максимумы обусловлены магнетит- или пирротинсодержащими прослоями и линзами) и локальными гравитационными аномалиями средней или повышенной интенсивности, в) глиноземистых гнейсов - с аномалиями промежуточной интенсивности; линейные магнитные аномалии, обусловленные здесь пирротинсодержащими гнейсами, имеют несколько иную конфигурацию, чем обусловленные пачками биотит-амфиболовых плагиогнейсов. Во всех пачках гнейсов встречаются жильные тела амфиболитов.

В комплексе метаморфических пород изредка встречаются тела огнейсованных гранитов ("синкинематические гнейсограниты" — скв. Прангли 6 и Колга-Абла Ф-122), а также гнейсовидные кварцевые диориты (скв. 40 и 106), частично развивающиеся как жильный материал мигматита по биотит-амфиболовому гнейсу (скв. 60).

Весь комплекс метаморфических пород, жильных амфиболитов и кварцевых диоритов охвачен мигматизацией позднекинематическими плагиомикроклиновыми гранитами.

В восточной части Таллинской зоны выявлены субизометрические гравимагнитные минимумы с расплывчатыми переходными границами, обусловленные, вероятно, интенсивным проявлением ультраметаморфических гранитоидов.

В геофизических аномалиях отражаются также зоны разломов северо-западного и особенно субмеридионального северо-восточного простираний. Последние обнаружены в восточной части Таллинской зоны, параллельно разломной границе Таллинской и Тапаской структурных зон. Одни разломы устанавливаются только по смещению осей локальных магнитных аномалий и редко по локальным положительным гравимагнитным аномалиям (так отражается Сигулаский массив офитового габбро; скв. Ф-124). Другие зоны маркируются узкими линейными минимумами; в этом случае можно предположить интенсивную гранитизацию по разлому.

Соотношения ягалаского комплекса с комплексом пород Западной Эстонии не изучены. По геофизическим данным предполагается, что последний, начиная от границы двух комплексов постепенно погружается в северо-восточном направлении под складчатые структуры ягалаского комплекса.

Алутагузеская зона на большей части занимаемой ею территории характеризуется пониженными гравимагнитными полями. Только с помощью высокочувствительной аэромагнитной съемки были установлены линейные аномалии преимущественно северо-восточного про-

стирания, на некоторых участках с плавными изгибами осей аномалий в другие направления. Бурением установлено, что за пределами участков положительных аномалий (Хальяла, Сонда-Ульясте) в Алутагузеской зоне преобладают чередующиеся глиноземистые гнейсы и биотитовые микрогнейсы — здесь распространяется верхняя глиноземистая толща алутагузеского комплекса. Отдельные небольшие положительные магнитные аномалии обусловлены графит- и пирротинсодержащими пластами и линзами в гнейсах (скв. 312).

Значительно более интересны данные о строении участков положительных аномалий Алутагузеской зоны, где на поверхность фундамента выходят оруденелые породы нижней ульястеской пачки алутагузеского комплекса.

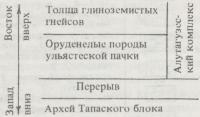
Тапаская антиклинорная зона отражается в гравитационном поле как положительная аномалия, что можно объяснить повышенной плотностью выходящих в ее центральной части архейских пород по сравнению с окружающими ягаласким и алутагузеским комплексами (см. главу VI). В магнитном поле преимущественно субширотные аномалии центральной части зоны, обусловленные архейскими породами и мигматизирующими их гранитоидами, окаймляются полосовыми аномалиями, ориентированными вдоль контакта с окружающими Таллинской и Алутагузеской зонами (см. рис. 7). Бурением доказано, что внутренние полосы таких концентрических аномалий обусловлены еще архейскими породами Тапаского блока (скв. Ф-151), а внешние — на западе оруденелыми (магнетит- или пирротитсодержащими) породами ягалаского комплекса (скв. Ф-141, Ф-139) и на севере и востоке пирротинсодержащими породами алутагузеского комплекса (скв. Ф-131, Ф-152 и др.).

Архейский комплекс пород более детально изучен бурением в северной части, в районе г. Тапа. По минеральным парагенезисам набор метаморфических пород (в преобладающих случаях имеет основной или средний состав) больше всего напоминает комплекс пород Западной Эстонии. Кроме того, здесь относительно часто встречаются метагабброиды. Реликты пород гранулитовой фации (скв. Ф-164) и чарнокитов (скв. Ф-140, Ф-143, Ф-145) все же позволяют скоррелировать комплекс пород Тапаского блока с комплексом пород Южной Эстонии. Наблюдаемые минеральные парагенезисы амфиболитовой фации объясняются как диафторические. Широко распространенные плагиомикроклиновые граниты-мигматиты связываются с наложенным этапом ультраметаморфизма.

В южной части Тапаской зоны скважиной Эллавере вскрыты сильномигматизированные плагиомикроклиновыми гранитами биотит-амфиболовые гнейсы, а скважиной Кахала КІІ — в районе сочленения Тапаской зоны и Южно-Эстонского массива — слегка диафторированные чарнокитизированные биотит-гиперстеновые гнейсы гранулитовой фации.

Из геофизических данных следует также, что строение Тапаской зоны асимметричное. Северо-западная граница ее маркируется резкой гравитационной ступенью, обозначающей серию разломов больщой вертикальной амплитуды. К востоку от Тапаской зоны гравиметрическое поле понижается постепенно, и граница комплексов пород картируется по магнитным аномалиям.

По данным геофизики и бурения устанавливается следующая последовательность комплексов пород в восточной части Тапаской антиклинорной зоны:



Несколько северо-восточнее Тапаского блока находится Хальялаский аномальный участок. Его строение, по-видимому, аналогично описанному, и лишь уровень эрозионного вреза здесь менее глубокий. Бурением вскрыты породы ульястеской пачки, вероятно в перемежаемости с породами глиноземистых гнейсов алутагузеского комплекса, что отражается и в полосовых магнитных аномалиях. Положительная гравитационная аномалия здесь вполне объясняется не выходящим на поверхность фундамента блоком архейских пород.

Сходным с Хальяласким участком представляется строение Сонда-Ульястеской аномальной площади. Аналогично и объяснение аномалии силы тяжести, а также полосовых магнитных аномалий.

Поскольку за пределами описываемой площади распространены породы верхней глиноземистой толщи алутагузеского комплекса, то можно говорить о Сонда-Ульястеской антиклинальной структуре внутри Алутагузеской синклинорной зоны.

Породы алутагузеского комплекса метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, причем здесь, как и в Таллинской зоне, устанавливаются признаки метаморфической зональности. Наиболее интенсивный метаморфизм в условиях, переходных к гранулитовой фации, обнаружен в районах описанных антиклинальных структур Хальяла и Ульясте.

Йыхвиской антиклинорной зоне наряду с повышенным гравитационным полем соответствуют субширотные магнитные аномалии, по интенсивности четко выделяющиеся на фоне отрицательного поля Алутагузеской зоны. Граница двух зон и контакты пород различных комплексов пока еще не изучены. Раньше предполагали [Полякова, Побул, 1960; Побул, 1962], что эта граница проходит частич-

но по разлому.

Породы Йыхвиской зоны более детально изучены в центральной части, в пределах Йыхвиской магнитной аномалии, где уже в 1937 — 1939 гг. пройдены первые в Эстонии поисковые скважины колонкового бурения по кристаллическому фундаменту. В последние годы получены представительные буровые разрезы как в западной, так и в восточной частях зоны. Комплекс метаморфических пород гранулитовой и местами амфиболитовой фаций в основном аналогичен комплексу Южной Эстонии. Отличительная особенность разреза Йыхвиской зоны — присутствие здесь магнетитовых кварцитов, перемежающихся с биотитовыми плагионейсами, глиноземистыми и двупироксеновыми гнейсами. Они встречаются в виде

3. Зак. 2072

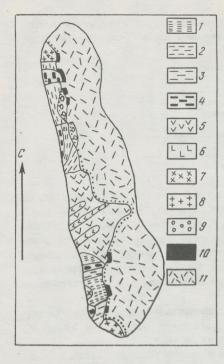


Рис. 9. Геологическая схема докембрия о-ва Суурсаар (Хогланд). Составил М. Нийн

1-8 — породы складчатого основания (свекофеннский комплекс): I — гранитогнейсы, 2 — кварц-полевошпатовые гнейсы, 3 — слюдяные гнейсы и сланцы, 4 — метабазиты, 5 — габбро, 6 — жилы ультрабазита (внемасштабно); 7 — кварцевые сиениты, 8 — граниты; 9-11 — породы хогландской серии: 9 — кварцитовые конгломераты, 10 — плагиоклазовые порфириты и агломераты (внемасштабно), 11 — кварцевые порфиры

двух полос: в районе населенных пунктов Вока и Ору и в нескольких километрах севернее последних в акватории Финского залива. Кроме того, на отдельном небольшом участке в районе населенных пунктов Саннику и Вока вскрыты гранито-гнейсы, исходная природа которых пока еще неизвестна. В гнейсах основного и среднего состава и в магнетитовых кварцитах проявлена чарнокитизация. В целом для зоны характерны наложенные диафторические

изменения и плагиомик роклиновые граниты-мигматиты.

Недостаточно полно изучен характер сочленения Таллинской и Алутагузеской зон и соответственно соотношения ягалаского и алутагузеского комплексов. Если в южной части свекофеннской области названные зоны четко разделяются Тапаской антиклинорной зоной, то в северной ее части граница проходит в зоне разломов северного и северо-восточного направления. Предварительно принята точка зрения, согласно которой ягалаский и алутагузеский комплексы фациально замещают друг друга (см. рис. 8).

Интрузивные породы свекофеннского тектонического цикла в Алутагузеской зоне встречаются довольно редко. В последнее время вскрыты достаточно крупный Падаский массив метагаббро, отражающийся в виде четкой аномалии силы тяжести, жилы амфиболитов и мелких тел метагаббро. Широко распространены плагиомикроклиновые мигматитграниты. Участки интенсивной гранитизации, например в северной части Алутагузеской зоны, вблизи Йыхвиской (скв. 44п) и Сонда-Ульястеской зон (скв. Ф-197), отражаются в виде гравимагнитных минимумов с нечеткими, переходного характера границами.

В складчатом основании о-ва Суурсаар (Хогланд) чередуются пачки пород кислого состава (кварц-полевошпатовых гнейсов и гранито-гнейсов), слюдяных гнейсов, сланцев и метабазитов (рис. 9). В комплексе метаморфических пород залегают дайковые тела амфиболитов, интрузии метаморфизованного габбро с дайками ультрабазитов (в центральной части острова) и гранитов. Все перечисленные комплексы пород пересечены жилами пегматоидных гранитов и пегмати-

тов различных генераций. Мигматизация пород на о-ве Суурсаар проявляется слабо и только на отдельных участках.

На о-ве Суур-Тютарсаар обнажается разрез кварцитов, прорванный телами микроклиновых гранитов. Эти кварциты не похожи на кварциты ульястеской пачки Алутагузеской зоны тем, что, несмотря на большую наблюдаемую мощность, здесь отсутствуют другие характерные образования этой пачки — сульфид- и графитсодержащие карбонатные и глиноземистые породы. По геофизическим данным все же предполагается, что в фундаменте акватории Финского залива между Йыхвиской зоной и Выборгским плутоном распространены парагнейсы алутагузеского типа, к разрезу которых могут относиться и кварциты о-ва Суур-Тютарсаар.

РАННЕПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ: ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИВЫ И ХОГЛАНДСКИЕ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ

Отражение массивов гранитов рапакиви в геофизических полях было замечено Э.Э. Фотиади уже при первом обобщении геофизических материалов в 1946 — 1947 гг. В частности, он допускал, что крупная зона гравитационного минимума, приуроченная к Выборскому массиву гранитов рапакиви и развивающаяся ". . . на большой площади к югу от Финского залива, захватывая большую часть Чудского озера и площадь вокруг Луги" [Фотиади, 1958, с. 161], целиком обусловлена гранитами рапакиви, частично не выходящими на поверхность фундамента. Правда, в качестве альтернативы он же допускал, что микроклиновые граниты широко распространены на указанной площади.

Дальнейшими геолого-геофизическими работами контуры Выборского плутона были определены весьма точно. Южное продолжение плутона в акватории Финского залива (см. рис. 5) восточнее о-ва Суурсаар закартировано аэромагнитной съемкой [Эфендиева, 1967]. Эта часть плутона характеризуется знакопеременным, но слабоизменчивым нелинейным аномальным магнитным полем, чем она отличается от окружающей свекофеннской складчатой рамы, для которой в данном районе свойственны четко выраженные субширотные полосовые аномалии также небольшой интенсивности. Граница плутона маркируется прежде всего сменой характера (структуры) аномального поля и только местами зоной градиента его интенсивности. В целом успехи геофизики и бурения позволили отказаться от представлений [Андреев, 1958; Полякова, Побул, 1960], согласно которым граниты рапакиви широко распространены в Финском заливе западнее о-ва Суурсаар и даже в Северной Эстонии.

Рижский локальный минимум, осложняющий Прибалтийскую область положительных аномалий, Э.Э. Фотиади интерпретировал также альтернативно: "... как массив гранитов III группы типа Финляндии, либо как массив гранитов рапакиви" [Фотиади, 1958, с. 164]. Существование массива гранитов рапакиви было подтверждено бурением на Курземском полуострове [Тихомиров, 1965; Биркис, 1967] и на островах Западной Эстонии [Тихомиров, 1965; Кууспалу, 1975]. Северная и восточная границы этого шлутона маркируются очень четкой зоной градиента магнитного и гравитационного полей, а также резкой сменой характера геофизических аномалий. Для северной части Рижского плутона характерны

субизометрические положительные и отрицательные аномалии гравимагнитных полей, по интенсивности значительно превышающие аномалии над южной частью Выборского плутона. Причина этого явления не выяснена, но можно предполагать либо неоднородность петрографического состава, т.е. перемежаемость гранитов различных фаз или даже гранитов и основных пород (как это установлено в южной части плутона [Биркис, 1971; Богатиков, Биркис, 1973]), либо наличие в массиве блоков пород кровли. Бурением на о-ве Сааремаа (скв. СГ-2) выявлены гранит-порфиры рапакиви, на о-ве Рухну (скв. 500) и на севере п-ова Курземе – граниты рапакиви [Кууспалу, 1975; Богатиков, Биркис, 1973]. Загадочным остается еще одно явление, связанное с Рижским массивом, - интенсивный гравитационный минимум, своим краем значительно выходящий за восточную и северо-восточную границу плутона ("Пярнуский глубинный минимум"; см. рис. 5). На некоторых геологических картах фундамента (Варданянц, 1966 г. и др.) площаль этой аномалии частично интерпретирована как выход на поверхность фундамента гранитов рапакиви. Однако данные магнитной съемки и бурения отвергают такое истолкование. Поскольку аналогичные явления наблюдаются и вблизи других крупных плутонов рапакиви, Л.Е. Шустова и В.А. Пуура допускают, что такое смещение аномалии обусловлено глубинными, корневыми (не выходящими на поверхность) частями плутонов [Пуура, 19746].

Кроме Выборгского и Рижского шлутонов рапакиви, расположенных в основном соответственно северо-восточнее и юго-запалнее описываемой территории, к группе раннеплатформенных интрузий относятся еще массивы порфировидных калиевых гранитов. На территории Эстонии выявлено четыре таких массива - Марьямааский, Найссаарский, Неэмеский и Эредаский. Перечисленные массивы имеют явные секущие интрузивные контакты с окружающей складчатой рамой архейского (Марьямааский или свекофеннского (остальные массивы) устанавливается по данным высокоточных геофизических съемок: граница массивов всегда маркируется четкой сменой характера гравимагнитных аномалий (внутри массивов отсутствуют ярко выраженные элементы линейности аномальных полей), а также зоной градиента гравитационного и иногда магнитного полей. В гравитационном поле массивам соответствует минимум, в магнитном - максимум (Марьямааский массив) или нечетко выраженный минимум (остальные массивы). Интенсивность аномалий вполне согласуется с особенностями физических свойств пород соответствующего массива. При этом специфические физические свойства пород Марьямааского массива и интенсивная положительная магнитная аномалия над ним заслуживают особого внимания, так как раньше при интерпретации геофизических материалов эту и другие подобные аномалии обычно объясняли массивами основных пород.

Хогландские грабен-синклинальные структуры, наложенные на эписвекофеннское консолидированное складчатое основание, в пределах описываемой территории предположительно выделены на осторовах Суурсаар и Сааремаа соответственно у юго-западной границы Выборгского плутона и у северной границы Рижского плутона [Пуура, 19746]. Грабен-синклинальная форма залегания хогланской серии предполагается по аналогии со структурой субиотния в Даларне (Центральная

Швеция) и вообще со структурами раннеплатформенных субиотнийских и иотнийских образований на Балтийском щите. Имеющиеся данные о структуре хогландских образований этих островов не противоречат

такой интерпретации.

Строение разреза хогландия о. Суурсаар трехчленное [Нийн, 1976]. Снизу вверх выделяются: а) пласт кварцитов и кварцитовых конгломератов, б) пачка порфиритов и вулканических агломератов, в) пачка порфиров. Общая мощность серии достигает 130 м. Залегание хогландских толщ на о-ве Суурсаар наклонное, угол наклона в пределах 5 — 29°, а азимут в восточных румбах — 60—120°. По имеющимся данным на острове наблюдается пологое западно-юго-западное крыло синклинальной (грабен-синклинальной?) структуры. Контакт складчатого фундамента и хогландия погружается на восток-северо-восток, в том же направлении увеличивается и мощность хогландия. По геофизическим данным (по слабой положительной магнитной аномалии, вероятно, обусловленной слабомагнитными кварцевыми порфирами), длина этой структуры более 25 км (в том числе в пределах самого острова — 13 км) и ширина не менее 5 км. На северо-востоке поле кварцевых порфиров, по-видимому, граничит с Выборгским плутоном.

Неполный разрез хогландия мощностью 50,3 м вскрыт скв. Ундва 580 на западе о. Сааремаа, севернее границы Рижского плутона. Неполная мощность нижней пачки порфиритов — 18,7 м; предполагается, что они залегают на складчатом основании архейского возраста (породы типа архея Западной Эстонии) и их общая мощность не превышает 100 м. В результате довендской денудации верхняя пачка имеет неполную мощ-

ность 31,7 м.

По геофизическим данным предполагается, что слабонаклонные вулканиты хогландия залегают в (грабен?-) синклинальной структуре у северной границы Рижского плутона.

Кроме того, по интерпретации геофизических данных магнитного и интенсивного гравитационного минимумов кажется наиболее вероятным, что вдоль оси Балтийского моря, между Рижским и Аландским плутонами рапакиви протягивается полоса, в пределах которой фундамент сложен массивами рапакиви, хогландскими вулканитами и иотнийскими кварцитами. Иотний вскрыт скважиной на о-ве Готска Сандон у западной границы этой полосы [Gorbatschev, 1968a], а порфиры выходят на поверхность фундамента (наряду с районом Ундва на о. Сааремаа) в северо-западной части Балтийского моря, что выявлено по исследованиям эрратических валунов: Прибалтики ("красные и бурые порфиры дна Балтийского моря" [Вийдинг и др., 1972]).

Таким образом, зона интенсивного раннеплатформенного магматизма, проявившегося вдоль глубинных нарушений, отделяет блоки складчатого

фундамента Западной Эстонии от складчатых структур Швеции.

вопросы корреляции и возрастного расчленения комплексов пород

О стратиграфии складчатого основания

Как следует из приведенных выше описаний, наиболее древние - архейские — образования в кристаллическом фундаменте Эстонии — комплексы глубоко метаморфизованных (гранулитовая и амфиболитовая фации) и мигматизированных пород Южной и Западной Эстонии, Тапаской и Йыхвиской зон Северной Эстонии (табл. 2). Текстуры, структуры и другие признаки исходного субстрата этих пород практически не сохранились. Раньше комплексы условно рассматривались в составе архейской осадочно-вулканогенной андезито-базальтовой формации прогеосинклинального этапа развития земной коры [Шуркин и др., 1976; Пуура и др., 1976в 1. Особенность строения этих метаморфических комплексов — отсутствие, несмотря на общирную территорию распространения, признаков структурно-формационной зональности геосинклинального типа, характерно для древнейших толщ [Лазько и др., 1972]. В протерозойских геосинклинально-складчатых толщах такая зональность всегда проявляется достаточно четко как в распространении типов пород, так и в геофизических полях. Также невозможно пока говорить о каких-либо крупных элементах тектонической структуры архейских толщ; в современную стадию изучения представляется, что в Южной и Западной Эстонии и в других районах мы имеем дело с блоками сложноскладчатых толщ, первичные структуры которых обрезаются разломами или хогландскими интрузиями.

По геологическому строению, петрографическому составу и формационной природе исходного субстрата описываемые гнейсовые комплексы представляют полный аналог архейских образований других регионов. Выше указывалось, что основные гранулиты Северной Латвии коррелируются с кольской серией архея Кольского полуострова [Биркис, 1967]. Подобные же комплексы распространены в Юго-Западной Латвии и Западной Литве [Пуура и др., 1976в]. Широкое распространение таких комплексов в фундаменте Русской плиты выяснилось при составлении "Карты метаморфических поясов СССР" [1975; Кратц, Глебовицкий, 1972]. Поскольку исследователи единодушно определяли возраст этих пород как архейский, то отнесение метаморфических пород Южной и Западной Эстонии и досвекофеннского основания Северной Эстонии к архею также достаточно убедительно.

Что же касается досвекофеннских пород Йыхвиской зоны, то раньше их описывали в качестве вайвараской толщи и коррелировали с ягаласким комплексом Таллинской зоны [Пуура и др., 1972, 1976в]. Отнесение комплекса пород Йыхвиской зоны к архею обосновывается различными соображениями: а) структурной интерпретацией геолого-геофизических данных, б) полиметаморфизмом и характером наложенной гранитизации, различиями исходного состава пород Йыхвиской зоны и ягалаского комплекса: в первом случае, например, глиноземистые гнейсы не имеют флишоидного переслаивания собственно глиноземистых и биотитовых микрогнейсов, свойственного ягаласкому и алутагузескому комплексам.

В схеме стратиграфии архейским комплексам пород Южной и Запад-

Таблица 2 Схема возрастного расчленения комплексов пород кристаллического фундамента Эстонии

Страти		иче-	Комплек рии осад вулкано и метамо ских пор	очно- генных орфиче-	Интрузивные и ультраметамор- фические породы	Состав комплексов, серий осадочно-вул- каногенных и мета- морфических пород
BOGOS BOGOS	верх-	Рифей	Не устано	овлены	HE HEE KINCHOLO BUILD	пород, происходинеро соклательства верви
	тий		Хогландо PR₂hg	ская серия	Граниты рапа- киви, порфировид- ные калиевые граниты	Кварцевые порфиры, плагиоклазовые порфириты, кварциты и кварцитовые конгломераты
Протерозой нижний средний		THE DESCRIPTION OF THE PROPERTY OF THE PROPERT		Офитовый габбро, микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты	TO THE PROPERTY OF THE PROPERT	
	нижний		Ягалаский комплекс РR,1g (Таллинская структур- ная зона)	Алутагузеский ком- плекс РR, al (Алутагузеская струк- турная зона)	Метагаббро и мета- ультрабазиты, грано- диориты и кварцевые диориты	PR ₁ аl: глиноземистые гнейсы, кварциты карбонатные породы; PR ₁ jg: глиноземистые гнейсы, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболивые гнейсы и амфиболиты, кварцполевошпатовые (лептитовые) гнейсы, (магнетитовые кварциты)
	Архей		ультраба: болитово	зитов (граз й фаций м	ов, метагаббро, мета- нулитовой и амфи- етаморфизма), чарно- атитов, плагиограни-	Биотит-амфибол- двупироксеновые, биотит-амфиболовые, биотитовые, глино- земистые гнейсы, гра- нито-гнейсы, амфи- болиты, магнетитовые кварциты

ной Эстонии и других районов собственные географические названия не присвоены, поскольку строение разрезов, объемы, мощности, соотношения с другими комплексами и прочие важнейшие данные о них остаются пока неполными: сведения об абсолютном возрасте этих комплексов практически отсутствуют, проведенные изотопно-геохронологические исследования, как показано ниже, свидетельствуют о сложной истории наложенных эндогенных процессов.

Ягалаский и алутагузеский комплексы складчатых метаморфизованных пород Северной Эстонии отнесены к нижнему протерозою. Эти комплексы распространены в Таллинской и Алутагузеской структурных

зонах соответственно. В отличие от архейских структурных районов здесь можно проследить распространение различных по петрографическому составу пачек, наметить вероятную исходную природу многих из них и выявить главные структурно-формационные особенности каждой зоны.

Ягалаский комплекс включает породы первично-осадочного и первично-вулканогенного происхождения. Бластопорфировые структуры в некоторых кварц-полевошпатовых и биотит-амфиболовых гнейсах наряду с данными химического анализа позволяют выделить группу пород, происходящих из лав кислого или среднего состава. Имеются также доказательства первично-осадочного происхождения и иных типов пород. Это прежде всего глиноземистые пачки флишоидного строения: чередование собственно глиноземистых и биотитовых гнейсов соответствует первичному чередованию более или менее глинистых терригенных слоев. Примесь графита и сульфидов железа в этих породах указывает на содержание органического вещества в осадках. По содержанию графита и сульфидов и по другим признакам к группе первично-осадочных может быть отнесена и часть биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

В разрезе алутагузеского комплекса выделяются две части. Внизу залегает относительно маломощная (по-видимому, до нескольких сотен метров) ульястеская пачка перемежающихся первично-осадочных пород высокой дифференциации — кварцитов, карбонатных пород, графити сульфидсодержащих гнейсов и параамфиболитов, местами, возможно, с прослоями вулканогенных пород основного состава. Вверху залегает мощная (до нескольких километров) толща глиноземистых гнейсов первично флишоидного типа, литологически вполне аналогичная соответствующим пачкам ягалаского комплекса.

Особенности строения разрезов ягалаского и алутагузеского комплексов позволяют скоррелировать их с определенными комплексами пород Балтийского щита. Сходство разреза Таллинской структурной зоны и свекофеннского комплекса Южной и Юго-Западной Финляндии было установлено уже 10 лет назад [Пуура и др., 1976в]. В дальнейшем выяснилась аналогия в составе и строении алутагузеского комплекса и разреза метаморфических пород Северного Приладожья: ульястеская пачка примерно соответствует сортавальской серии, верхняя толща глиноземистых гнейсов — ладожской серии [Пуура и др., 1972, 1976а].

Сопоставление разрезов Таплинской зоны, о. Суурсаар и Южной Финляндии, а также интерпретация геофизических данных по акватории Финского залива позволяют выделить единый крупный район распространения первично-осадочно-вулканогенного комплекса свекофеннид. Если принять во внимание типизацию разрезов метаморфических пород Южно-Финляндской свекофеннской складчатой области по В.А. Глебовицкому [Геологическое развитие. . . , 1970], то весь этот район можно охарактеризовать как свионийский тип разреза, специфическим членом которого являются лептитовые (кварц-полевошпатовые и др.) гнейсы.

Алутагузеская зона совместно с обширной территорией Ленинградской области до Приладожья включительно сложена ятулийско-калевийским типом разреза, внизу которого залегают ятулийские и сортавальские дифференцированные осадочные породы и основные вулканиты, а вверху флишоидная ладожская серия.

Таким образом, продолжение западной части Южно-Финляндской складчатой области свекофеннид в пределах Эстонии представлено вулканогенно-(лептитово-) терригенными формациями, а восточной части — преимущественно терригенными (флишоидными) формациями, в обоих случаях с присутствием богатых органическим веществом пород черносланцевой формации. Границей этих различных формационных зон является поперечная Тапаская зона разломов и сопряженная с ней одноименная антиклинорная зона.

О возрасте процессов интрузии, метаморфизма и ультраметаморфизма складчатого основания

Результаты проведенных исследований позволяют сказать, что в структурах, исходным субстратом которых является архейская толща, можно выделить минимум два цикла регионального проявления дислокации и метаморфизма. Более древнему, архейскому циклу присущи: а) формирование секущих тел основных пород, за счет которых при метаморфизме формировались амфиболиты (блоки амфиболовой фации), или двупироксеновых гнейсов (гранулитовая фация); б) интрузии габброидов, впоследствии подвергшихся метаморфизму; в) формирование ультраметаморфических чарнокит-мигматитов (блоки гранулитовой фации) и плагиоклазовых, а также плагиомикроклиновых гранит-мигматитов (амфиболитовая фация). Подобные образования типичны и для других регионов распространения архейских толщ.

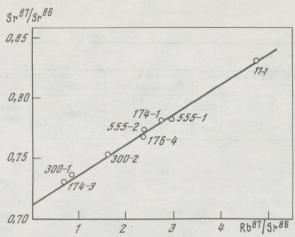
С более поздним, вероятно свекофеннским, циклом разломной и складчатой дислокации и метаморфизма связано формирование: а) тел гранодиоритов и кварцевых диоритов, б) плагиомикроклиновых гранит-мигматитов, жильных и, возможно, более крупных тел гранитов. Отметим, что мы раньше рассматривали породы гранулитовой фации Южной Эстонии в качестве примера относительно хорошо сохранившегося гранулитового комплекса, с равновесными минеральными парагенезисами пироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации регионального метаморфизма [Биркис и др., 1972, 1976; Коппельмаа и др., 1978]. Новые данные, вероятно, позволят пересмотреть эту точку зрения. В настоящее время кажется, что архейские комплексы претерпели повсеместную, но неоднородную по интенсивности, тектоно-метаморфическую переработку в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. На это указывают следующие данные:

- а) широкое развитие гранитоидных жил и мигматитов амфиболитового уровня становления;
- б) нередко наблюдаемое в шлифах замещение пироксенов и других высокотемпературных минералов амфиболами, а также более низкотемпературными минералами (см. главы III иIV);
- в) химический состав практически всех изученных роговых обманок гранулитового комплекса не соответствует гранулитовой фации метаморфизма (см. главу IV);
- г) результаты радиоизотопных исследований, указывающие на повсеместное омоложение возраста пород Латвийско-Эстонского массива и других архейских пород.

Таблица 3 Сопоставление возраста минералов, определенного по калий-аргоновому методу, и геологического возраста пород квисталлического фундамента Северной Прибалтики [Пуура, 1974а]

Пред	лага	аемый і	геологи	ческий воз	враст комп	лекса породы и процесса		Возраст
Геох	пон	0110-		376			Граниты р	апакиви
гичес	ская			Комплек	cc	Процесс	Биотит	Калиевый полевой шпат
	Ilos	1400— 1500— 1600—		Хогланди раниты рап		Т Магматизм	1620 1640 16- 1650 1651 169	
ротерозой	Cpe	1800— 1900— 2000— 2100— 2200— 2300—	Комплексы Таллинской и Алутагузеской зон и о-ва Суурсаар			Гранитизация Метаморфизм, За складчатость, у интрузии, до вулканизм, до осадконакопления		
		2400— 2500— 2600—	ОЙ	-мс	овой и й й зон?	Ī		
Архей		3000-	Комплекс гранулитовой фации Южной Эстонии	и Северной Латвии, ком- плекс амфиболитовой фации Западной Эстонии	Комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций Йыхвиской и Тапаской эон?	Гранитиза- ция, мета- морфизм, интрузии и пр.		

1440 1465 1500–1542 1500–1530 1542 1525–153	Пироксен 1360
1465 1500-1542 1500-1530 1542 1525-153 1560-1572 1585 1580 1560 1640 1643 1648 1650 1683 1686 1690 1663 1731 1735 1683	
1465 1500-1542 1500-1530 1542 1525-153 1560-1572 1585 1580 1560 1640 1643 1648 1650 1683 1686 1690 1663 1731 1735 1683	
1465 1500-1542 1500-1530 1542 1525-153 1560-1572 1585 1580 1560 1640 1643 1648 1650 1683 1686 1690 1663 1731 1735 1683	0
1500-1542 1500-1530 1542 1525-153 1560-1572 1585 1580 1560 1640 1643 1648 1650 1683 1686 1690 1663 1731 1735 1683	0
1650 1683 1686 1690 1663 1731 1735 1683	1585 1620
1/09 1/20 1/40 1/43 1/00	
1756 1760 1750 1750 1750 1750 1750 1750 1750 175	50
1800 1814 1820 1825 1810 1820 1850	
	228
	220



Р и с. 10. Рубидий-стронциевая изохрона пород гранулитовой фации Южной Эстонии Уравнение изохроны: y = 0.02422x + 0.71467; $t = 1740 \cdot 10^6$ лет; $(Sr^{8.7}/Sr^{8.6})_0 = 0.71467$; цифры на графике — номера проб

Особенно интенсивно проявляются процессы переработки в блоках архейских пород в пределах свекофеннской складчатой области Северной Эстонии. Что же касается комплексов пород амфиболитовой фации Западной Эстонии, то там эти явления надежно не документированы. Это можно объяснить также сходством условий первоначального и наложенного метаморфизма, в связи с чем продукты разных этапов метаморфизма и мигматизации могут оказаться петрографически неразличимыми. Сходство результатов радиоизотопных исследований [Пуура, 1974а, с. 43, 44, табл. 1] пород Южной и Западной Эстонии подтверждает это.

В протерозойских складчатых комплексах Северной Эстонии и островов Финского залива установлена следующая последовательность инфракрустального породообразования. К числу наиболее ранних относятся секущие дайковые тела амфиболитов, а также метаморфизованных габбро и ультрабазитов. В относительно раннюю стадию складчатости и метаморфизма формировались и тела огнейсованных гранитов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, а также мигматиты кварцево-диоритового состава. В позднюю стадию цикла формировались широко распространенные гранит-мигматиты и, возможно, интрузивные тела микроклиновых гранитов, а на о. Суурсаар широко распространенные жилы пегматитов. С поздней разломной стадией свекофеннского цикла, вероятно, связаны интрузии основных пород типа офитового габбро из скв. Сигула Ф-124.

На возможность корреляции свекофеннского цикла Северной Эстонии с наложенными тектоно-метаморфическими процессами в архейских структурах Южной Эстонии указывают также и результаты радиоизотопных исследований. Результаты анализов, выполненных для определения возраста минералов калий-аргоновым методом, опубликованы [Пуура, 1974а, с. 41—44, табл. 1], а сами цифровые данные возраста приведены в табл. 3. Из данных табл. 3 следует, что архейские и свекофеннские породы практически не отличаются по цифровым значениям возраста минералов.

Существенная часть минералов имеет возраст 1700-1850 (до 1935 и в одном случае 2280) млн. лет, что удовлетворительно сходится с результатами определения возраста позднесвекофеннской гранитизации (1800 ± 50 млн. лет) на Балтийском щите [Лобач-Жученко и др., 1972; Welin, 1970]. Другая часть значений возраста метаморфических минералов формально совпадает с возрастом гранитов рапакиви (1650 ± 50 млн. лет), а третья — моложе и этих гранитов. Геологическое объяснение двух последних групп значений затруднительно.

Если явление "омоложения" калий-аргонового возраста в геологической литературе описывается часто, то явно заниженные значения рубидийстронциевого возраста требуют большого внимания. В связи с этим интерес представляют результаты анализа восьми проб пород гранулитовой фации, отобранных из разрезов шести скважин в Южной Эстонии. Возраст их по изохроне 1740 млн. лет при первичном отношении $\mathrm{Sr}^{8.7}/\mathrm{Sr}^{8.6} = =0,71467$ (рис. 10). Эти данные не отличаются от результатов, полученных калий-аргоновым методом, и близки возрасту позднесвекофеннской гранитизации.

Проведенные таким образом радиоизотопные исследования недостаточны для установления истинного возраста метаморфических пород. Следует добавить, что цифровые значения возраста минералов, определенные по аргону, из пород фундамента Центральной и Южной Прибалтики, а также Белорусии колеблются в тех же пределах, что и для пород Эстонии, или даже ниже последних [Васильев, 1968].

О корреляции раннеплатформенных комплексов пород

Прямые геологические соотношения раннеплатформенных комплексов — хогландской серии, гранитов рапакиви и порфировидных калиевых гранитов — не наблюдались. Особый интерес представляют осадочные и вулканогенные образования хогландской серии, начинающие разрез платформенного чехла в регионе.

Стратотипический разрез хогландской серии известен на о. Суурсаар (Хогланд). Несогласное, слабо наклонное залегание нескладчатых слоистых пород на денудированной поверхности складчатого основания было установлено уже в конце прошлого века, когда В. Рамсей впервые высказал мнение о "послеархейском" возрасте этих пород. И. Седерхольм выделил хогландскую систему (хогландий), название которой происходит от шведского названия острова (Хогланд). Он сопоставил описываемый разрез с субиотнием Центральной Швеции (район Даларна).

Выделение хогландия в ранге серии региональной стратиграфической схемы Прибалтики обосновывается следующим. Хогландские образования формировались в течение определенного этапа тектонической эволюции территории: они отделены от ниже залегающих и перекрывающих пород крупными угловыми несогласиями и распространены в определенных структурных условиях — в наложенных на складчатое основание отрицательных формах вблизи плутонов рапакиви, с которыми вулканиты, вероятно, имеют единый магматический источник (анортозит-рапакиви-гранитная вулкано-плутоническая ассоциация). Пространственно изолированные хогландские структуры имеют сходную последовательность напластования

вулканитов: внизу — порфириты, вверху — порфиры. Хогландские вулканиты, как и граниты рапакиви, в различных районах имеют близкий возраст, что наряду с общегеологическими данными подтверждается изотопно-геохронологическими датировками (1650±50 млн. лет) [Лобач-Жученко и др., 1972].

Все же определить точное место хогландия в стратиграфической последовательности Балтийского щита затруднительно. Это связано с тем, что хогландий развит в Свекофеннской тектонической области Балтийского щита, где осадочные и вулканогенные образования второй половины среднего протерозоя распространены на ограниченной территории. Известно только, что хогландий и граниты рапакиви перекрываются верхнепротерозойскими иотнийскими кварцитами и секутся постиотнийскими дайками диабазов и долеритов (возраст иотния недостаточно ясен) [Лобач-Жученко и др., 1972]. В пограничной зоне Свекофеннской и Карельской тектонических областей возраст гранитов рапакиви оценивается (поздне) вепским, т.е. они моложе салминской свиты (Проблемы геологии . . . , 1976].

Следует добавить, что в свое время В. Рамсей и В. Асклунд коррелировали хогландские кварциты с ятулием Карелии, а И. Седерхольм считал возраст хогландия моложе ятулия, но древнее иотния [Kranck, 1929].

Возраст порфировидных калиевых гранитов оценивается по следующим критериям. Сходство этой группы пород с аналогичными породами Южной Финляндии доказано петрографическими исследованиями [Кууспалу, 1975]. В последнем регионе эти породы давно отнесены к группе посткинематических, и некоторые авторы считали их одновозрастными с рапакиви. По устному сообщению Д.А. Великославинского, в последнее время исследователи все же склонны полагать, что эти породы несколько более древние, чем рапакиви, из-за слабого проявления линейных текстур, возможно, появившихся под влиянием самых последних напряжений свекофеннского тектогенеза. На территории Эстонии возраст этих пород изучен калий-аргоновым (см. табл. 3), рубидий-стронциевым и свинцовоизохронным методами [Пуура и др., 1974] и оценивается Г.А. Муриной в интервале 1660—1710 млн. лет.

ГЛАВА III

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Петрографическое описание приводится по структурным зонам, массивам и комплексам, а в их пределах по группам, семействам и типам пород. Из-за ограниченного объема настоящей работы детальное описание дано только по наиболее характерным типам пород. Результаты химического анализа и подсчета количественно-минерального состава (последние представляют обычно среднее из трех различно ориентированных шлифов) сведены в таблицы, имеющие единые номера проб, образцов, шлифов и других определений.

При описании мигматизированных метаморфических пород, преобладающих в составе фундамента, в основном придерживались классифика-

ции пород по Н.А. Елисееву, К.А. Шуркину, К. Менерту. При этом следует учитывать, что нами в качестве гнейсов описаны также полевошпатсодержащие метаморфические породы среднего и основного состава (с биотитом, амфиболом, пироксенами), которые другими петрографами рассматриваются как кристаллические сланцы.

При оценке состава интрузивных и некоторых метаморфических пород результаты химического анализа сопоставлялись со средним составом пород, по Дэли. Для примера здесь приложена диаграмма А. Симонена (рис. 11), на которой наглядно отражается также встречаемость разно-

типных метаморфических пород по структурным зонам.

комплекс пород южной эстонии

Кристаллический фундамент Южной Эстонии сложен преимущественно метаморфическими породами гранулитовой и отчасти амфиболитовой фаций. Фундамент разбурен 30 скважинами, расположенными относительно равномерно по площади. Скважины углублены в кристаллические породы на 3,3—198,3 м (в среднем 59,5 м).

В составе кристаллического основания Южной Эстонии выделяются метаморфические породы (преобладают) и интрузивно-ультраметагенные образования. Среди метаморфических пород наиболее широко распространены разнообразные пироксеновые гнейсы (двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, биотит-гиперстеновые), по химическому составу соответствующие породам основного и реже среднего состава. Довольно широко развиты также метаморфиты кислого состава (кварц-полевошпатовые гнейсы и гранито-гнейсы). В небольшом объеме обнаружены амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы, глиноземистые гнейсы, кварциты, карбонатные породы.

Интрузивные породы установлены в единичных случаях и представлены ультрабазитами и габброидами. Ультраметагенные образования встречаются в виде жильных обособлений и редко более крупных тел (массивов) разнообразного состава, начиная от чарнокитов и кончая микроклиновид-

ными гранитоидами.

Метаморфические породы кристаллического фундамента Южной Эстонии образовались, по-видимому, в основном за счет вулканитов, вулканогенно-осадочных образований и, возможно, интрузивных пород. Метаморфиты, вероятно осадочного происхождения (глиноземистые гнейсы, кварциты), обнаруживаются редко.

Химический состав пород Южной Эстонии приведен в табл. 4.

Двупироксеновые гнейсы

По данным бурения двупироксеновые гнейсы широко распространены в кристаллическом фундаменте Южной Эстонии. В разрезах они чередуются с двупироксен-амфиболовыми гнейсами (скв. 91, 173—175) или слагают редкие прослои среди кварц-полевошпатовых гнейсов и гранитогнейсов (скв. 171, 172, 174). По форме залегания двупироксеновые гнейсы представляют собой пластовые тела и, возможно, жилы. Внешне они довольно однообразные, мелко- до среднезернистых, темно-серые с буроватым оттенком, преимущественно не с очень четко выраженной гнейсовидной текстурой.

Главные породообразующие минералы в двупироксеновых гнейсах — плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены (табл. 5). Почти всегда, но в качестве второстепенных минералов, присутствуют амфибол и биотит. Состав фемических минералов, прежде всего их железистость, пород данной и следующих групп охарактеризован по единичным химических анализам, результаты которых помещены в табл. 54—58 (см. главу IV). В большинстве случаев характерна обычная гранобластовая структура с изометрической формой зерен. В участках с повышенным содержанием биотита структура лепидогранобластовая. Иногда структура приобретает порфиробластовый облик — в основной ткани породы выделяются отдельные более крупные зерна ромбического пироксена или плагиоклаза. В редких случаях появляются также элементы гломеробластовой структуры, что обусловлено кучным расположением темноцветных минералов.

Плагиоклаз обычно занимает более 50% объема породы. Образует изометрические гипидиоморфные зерна, сдвойникованные по альбитовому, периклиновому, альбит-карлсбадскому законам. Часто зерна плагиоклаза деформированы и обладают волнистым угасанием. Полисинтетические двойниковые пластинки нередко имеют клиновидную форму. Часто плагиоклаз обнаруживает антипертитовое строение. По составу плагиоклаз относится к основному андезину и редко к битовниту. Калиевый полевой шпат в виде самостоятельных зерен встречается редко. Решетчатая структура отсутствует или проявляется очень слабо. Кварц встречается в двупироксеновых гнейсах очень редко, в виде включений в плагиоклазе и ромбическом пироксене. Самостоятельные зерна кварца появляются только в наиболее кислых разновидностях этих пород.

Минерал ромбический пироксен характерен для данной группы пород. Он встречается в виде изометрических зерен размером 0,5—1 мм и реже в виде порфиробласта размером 3—4 мм. Последние содержат включения кварца, плагиоклаза, апатита, рудных минералов, амфибола. Зерна ромбического пироксена местами обнаруживают тенденцию к кучному расположению в породе. Ромбический пироксен местами оптически аномален — угол погасания достигает 14°, двупреломление — 0,022. Наблюдаются полисинтетические двойниковые структуры. Обращает на себя внимание также интенсивность плеохроизма по Np до розового цвета. По данным химического анализа железистость ромбического пироксена равна 51,3—52,5 мол.%. Моноклинный пироксен в шлифах бесцветный или слегка зеленоватый, образует изометрические гипидиоморфные зерна, местами с диаллаговой отдельностью. Моноклинный пироксен содержит мало включений; в качестве последних встречаются плагиоклаз, роговая обманка,

Р и с. 11. Диаграмма метаморфических пород А. Симонена [Simonen, 1953] по структурным зонам фундамента Эстонии

I—IV породы архея: І — Южная Эстония, ІІ — Западная Эстония, ІІІ — Тапаский блок, IV — Йыхвиская зона; V—VII — свекофеннские породы: V — Таллинская зона, VI— Алутагузеская зона, VII — складчатое основание о-ва Суурсаар. Петрографический состав проб: гнейсы: I — гранито-гнейс, 2 — кварц-полевошпатовый, 3 — биотитовый плагиогнейс, 4 — биотит-амфиболовый, 5 — биотит-амфибол-клинопироксеновый, 6 — амфибол-двупироксеновый и биотит-гиперстеновый, 7 — амфиболиты, 8 — биотитовый (слюдяной), 9 — глиноземистый. Штрих у знаков 3, 6, 7, 9 показывает присутствие в породе индекс-минералов гранулитовой фации (гиперстена, ортоклаза, шпинели и др.); породы богатые (a) и бедные (b) кальцием

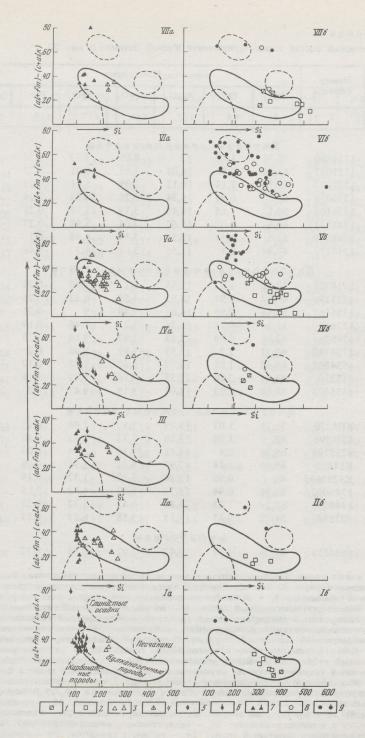


Таблица 4 Химический состав пород фундамента Южной Эстонии (в мас. %)

No	Номер			K	Сомпонен	Г		
п.п.	образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	2	3	4	5	6	. 7	8	9
		При		сеновы	е гней	t C LI		
1	1714860	50,56	1,78	12	8,05	7,73	0,31	4,9
2	1727057	53,94	0,96	16,05	3,88	6,01	0,22	5,4
3	1727073	51,16	1,14	16,13	5,05	5,44	0,23	5,9
4	1736074	51,10	0,96	16,34	3,25	10,83	0,24	4,6
5	1736106	50.12	1,65	14,45	5,79	11,74	0,29	3,8
6	1745831	49,6	1,02	15,67	2,04	8,98	0,27	8,8
7	1745900	52,6	1,42	18,57	2,18	6,98	0,1	3,4
8	1746177	47,94	3,1	11,59	3,61	14,3	0,46	6,8
	Дв	упиро	ксен-а	мфибо	ловые	гнейс	ы	
9	1714705	49,22	1,22	12,46	6,1	7,00	0,26	7,2
10	1727106	47.02	0,94	15,53	4,58	6,32	0,25	9,4
11	1736167	50,44	0,95	16,01	2,49	9	0,26	5,4
12	1736180	51,3	0,75	16,36	2,2	8,46	0,19	5
13	1746244	52,06	0,79	12,93	2,93	9,16	0,23	7,4
14	1754740	48,32	2,2	12,57	7,49	8,96	0,2	5,7
15	1754802	49,42	1,95	12,72	5,67	9,27	0,17	6,8
16	915210	47,36	2,16	12,55	7,76	7,69	0,16	4,8
17	5555423	48,68	1,23	14,01	3,15	9,47	0,2	6,7
		Биоти	т-гипе	рстено	овые г	нейсы		
18	КП4270	51,18	1,02	15,89	2,5	7,64	0,13	10,2
19	КП4890	49	1,05	15,28	3,32	8,62	0,11	11,6
20	4235733	65,26	0,4	14,45	1,36	1,74	0,03	5,0
21	K14857	48,06	1,14	17,97	5,31	5,96	0,09	6,9
22	K3205693	40	0,95	15,84	3,22	11,32	0,19	16,3
23	1746002	62,26	0,94	15,7	2,02	4,52	0,16	2;4
24	1746095	57,3	1,03	14,89	4,42	5,32	0,12	3,5
25	5025300	54,02	0,45	17,18	3,58	6,57	0,17	5,3
				фиболі				
26	66п4555	44,64	1,49	13,42	3,92	10,56	0,22	8,0

Примечание. Прочерк означает, что содержание не определено.

Название породы: 1, 8 - обогащенный титаномагнетитом двупироксеновый гнейс с роговой обманкой; 2, 4 - биотит-двупироксеновый гнейс с роговой обманкой; 3, 6 - биотит-двупироксеновый гнейс; 5 - то же, обогащенный титаномагнетитом; 7 — лейкократовый двупироксеновый гнейс; 9 — обогащенный титаномагнетитом роговообманково-двупироксеновый гнейс с биотитом; 10 - двупироксен-биотитроговообманковый гнейс; 11 - роговообманково-биотит-двупироксеновый гнейс; 12 - биотит-двупироксен-роговообманковый гнейс; 13 - двупироксен-роговообманковый гнейс; 14 - биотит-роговообманково-двупироксеновый гнейс; 15 обогашенный титаномагнетитом двупироксен-роговообманковый гнейс с биотитом; 16 - обогащенный титаномагнетитом роговообманково-двупироксеновый гнейс; 17 - двупироксен-роговообманковый гнейс с биотитом; 18, 19, 25 - биотит-гиперстеновый гнейс; 20, 21, 23, 24 - гиперстен-биотитовый гнейс; 22 - то же, меланократовый; 26 - биотитовый амфиболит с клинопироксеном; 27 - полевошпатовый амфиболит с клинопироксеном; 28 - гиперстенсодержащий амфиболит; 29, 31 биотит-кварц-полевошпатовый гнейс; 34 - то же, с гранатом; 30 - кварц-полево-

			К	омпонент				
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P2O5	Sобщ	CO ₂	H ₂ O-	П.п.п.	Сумма
10	11	12	13	14	15	16	17	18
	80,0	Дву	пироко	сеновы	е гне	йсы		
9,1	3,25	0,68	0,22		-	0,28	0,62	99,57
7,64	3,83	0,8	0,18	+	_	0,28	0,56	99,81
9,39	3,65	0,75	0,2	75 1-	_	0,28	0,42	99,76
5,72	3,9	1,8	0,22			0,17	1,04	100,12
4,06	3,1	3,7	0,26			0,16	1,15	100,29
8,86	2,35	0,87	0,16		-	0,32	0,82	99,84
8,35	3,83	0,52	0,71	0,38	0,25	0,23	0,14	99,75
7,32	2,2	0,48	0,44	_	_	0,25	1,34	99,86
	Дв	упиро	ксен-а	мфибо.	повы			
10,96	3,25	0,85	0.1			0,22	0,89	99,81
9,96	2,35	1,7	0,16			0,49	0,97	99,76
8,7	3,75	1,25	0,19	_	_	0,16	1,06	99,66
8,15	2,93	1,9	0,16	0,33	0,29	0,28	1,38	99,68
9,78	2,5	0,49	0,1	0,26		0,25	1,04	99,95
8,64	3	0,78	0,24		202	0,52	0,98	99,67
9,01	3	0,55	0,21	_	_	0,41	0,79	99,98
8,91	3,12	2,36	1,62	0,64	0,19	0,21	0,18	99,73
10,36	2,88	1,08	0,13	0,12	0,14	0,15	1,45	99,75
	I	Биотит	-гипер	стено	вые г	нейсь		
3,88	3,4	2,73	0,18	0,01	223	0,35	0,75	99,92
3,39	3,26	3,27	0,13	0,01		0,48	0,8	100,37
2,15	3,31	4,5	0,06	0,10		0,27	0,85	99,56
3,87	2,55	4,42	0,38	0,12	0,08	0,41	2,52	99,78
2,16	0,49	4,5	0,02	0,1	_	1,11	3,86	100,02
4,69	3,6	1,7	0,5	-	_	0,44	0,64	99,61
6,81	2,71	1,49	0,44	0,19	_	0,22	1,38	99,91
8,59	2,16	0,37	0,11	0,16	0,06	0,27	0,78	99,77
				иболиз			0,10	
10,04	2,78	2,33	0,58	0,17	0,34	0,28	0,86	99,66

шпатовый гнейс с биотитом; 32, 33 — то же, с гранатом; 36 — гранито-гнейс; 35, 37 то же, с ортопироксеном; 38 - биотит-кордиерит-гранатовый гнейс с силлиманитом и шпинелью; 39 - кордиерит-гранат-биотитовый гнейс с гиперстеном; 40 - кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовый гнейс со шпинелью; 41 - клиногумитовый мрамор с флогопитом; 42 — метагаббро-норит; 43 — микрогаббро-норит; 44 — обогашенный титаномагнетитом амфиболизированный габбро-норит; 45 - амфиболизированный габбро-норит; 46 - кварцевый диорит; 47 - гранодиорит; 48-50 - гиперстенсодержащие гранитоиды (чарнокиты); 51, 52 - микроклиновый гранит; 53 - плагиомикроклиновый гранит; 54 - плагиоклаз-ортоклазовый гранит; 55 - ортоклазовый гранит.

Анализы выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР: 1-12, 14-17, 20, 21, 23, 25, 26, 29-37, 39-43, 45-50, 54, 55 - аналитик М.Л. Калкун; 18, 19, 22, 27, 28, 52, 53 - аналитик А.И. Озерова; 13, 24 — аналитик Г.П. Балабина; в ЦЛ Северо-Кавказского геологоуправления: 38 - аналитик С.Т. Похиленко; в Лаборатории ВСЕГЕИ: 44, 51 - коллекция С.Н. Тихомирова.

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
27	B4294	48,56	1,20	14,23	3.34	8,85	0.17	7.58	
28	K3205460	44,08	1,36	15,69	4,63	7,59	0.16	9,47	
K	Сварц-поз	певошп	атовы	е гней	сы и г	ранито	-гней	СЫ	
29	66п4800	70,7	0,57	11,87	3,13	2,7	0,08	1,11	
30	1726566	68,8	0,43	13,89	2,98	1,67	0,04	0,75	
31	1726747	67,8	0,8	13,47	2,92	2,52	0,06	1,68	
32	1745964	71,3	0,26	14,37	0,44	1,87	0,06	0,76	
33	1745985	71,28	0,2	14,37	0,67	2,01	0,01	0,62	
34	5025365	64,08	0,48	15,34	2,39	4,38	0,16	2,5	
35	1714663	73.6	0,54	11,13	2,07	2,13	0,04	0,91	
36	4235622	73.08	0,34	12,88	1,18	1,16	0,04	0,78	
37	4235940	72,06	0,25	13,56	1,01	0,99	0,07	0,66	
		Гли	инозем	истые	гнейс	Ы			
38	3004778	53,67	0,88	18,34	2,82	8,96	0,2	5,54	
39	3005210	57,96	0,82	16,22	4,92	5,03	0.1	5,04	
40	5026345	48,68	1,02	24,97	2,33	7,34	0,15	4,09	
		Ка	рбона	тные і	породы				
41	67п4750	8,2	0,07	2,00	1	1,58	0,52	19,66	
		M	етага	ббро-н	ориты				
42	2455195	52,63	0,6	13,25	1,62	11,45	0,2	9,06	
43	3005270	51,11	0,88	15,95	3,16	8,34	0,16	7,84	
44	665766	42,68	2,44	12,41	13,7	8,63	0,22	4,54	
45	5026630	47,28	0,5	12,82	3,36	9,25	0,22	10,61	
	Кв	арцевы	е диој	оиты и	грано	диори	ГЫ		
46	926024	52,37	2,04	13,28	5,98	6,14	0,14	4,38	
47	944040	64,44	0,82	14,13	3,72	3,30	0,07	2,11	
			Г	ранить	I				
48	5555460	69,34	0,51	13,40	1,57	2,52	0,06	0,94	
49	1765295	67,45	0,63	13,46	2,01	3,48	0.05	0,97	
50	П5630	71,56	0,3	13,30	0,97	1,85	0,02	0,63	
51	3305765	70.99	0,12	13,87	0,97	0,70	0,05	0,44	
52	B4243	72,62	0,12	13,26	1,38	0,69	-,00	0,4	
53	925890	68,8	0,48	13,63	1,93	1,65	0,03	1,26	
54	1714690	73,22	0,36	11,88	1,38	1,58	0,04	1,09	
55	1726615	67.76	0,5	14,54	2,02	1,16	0,04	0,41	

магнетит. По данным химического анализа железистость моноклинного пироксена составляет 40 мол. %. Амфибол представлен роговой обманкой, плеохроирующей от темно-зеленого, иногда с буроватым оттенком, по Ng до бледно-зеленого по Np. Образует гипидиоморфные или ксеноморфные зерна, обычно лишенные включений.

Биотит встречается в виде красно-бурых листочков, чешуек, обнаруживающих тенденцию ассоциировать с ромбическим пироксеном, амфиболом или магнетитом. Местами наблюдаются радиальнолучистые агрегаты био-

10	11	12	13	14	15	16	17	18
10,87	2,82	0,92	0,12	0,04		0,16	1,4	100,26
12,3	1,95	0,75	0,14	0,01	_	0,28	1,57	99,98
Ква	рц-пол	евошп	атовые	гней	сы и г	рани	го-гне	
2,68	2,62	4,12	0.14	0.16	0.09	0,14	0,12	100,23
4,16	2,02	3,05	0,1	0,10	0,03	0,14	0,12	99,53
2,29	2,6	4,9	0,18	0,19	0,11	0,18	0,40	99,53
1,95	2,95	5,4	0,04			0,14	0,17	99,37
2,57	2,7	4,4	0,04	0,2	0,26	0,19	0,20	99,65
4,4	3.08	2,36	0,11	0,12	0,20	0,19	0,13	99,03
2,78	2,5	3,65	0,1	0,12	0,2	0,18	0,12	99,98
1,93	2,79	4,67	0,07	0,1		0,18	0,52	99,9
2,16	3,13	4,9	0,08	0,13		0,13	0,32	,
2,10	3,13			THE RES	- 7010		0,40	99,56
			инозем		гней			
2,94	2,11	2,12	0,11	0,1	-	0,28	1,72	99,79
3,24	2,31	2,4	0,13	0,37	0,12	0,26	0,67	99,59
2,48	3,5	3,85	0,04	0,12	0,06	0,51	0,73	99,87
		Ка	рбона	тные і	пород	ы		
27	0,47	0,22	0,02	0,21	37,88	0,8	0,49	100,12
		M	етага б	бро-н	ориты			
7,28	2,18	0,67	0,1	0,18	0.1	0,22	0,53	100,07
9,93	0,76	0,28	0,1	0,1	0.16	0,15	1,03	99,95
10,42	2,36	0,58	-	LAN LOZ		0,92	1,43	100,33
11,83	2,4	0,7	0,09	0,1	0,19	0,24	0,11	99,7
	Ква	рцевы	е пиор	иты и	гранс	пиор	иты	
7,03	2,76	2,96	1,44	0,29	0,05	0,2	0,84	99,9
5,13	2,2	2,1	0;45	0,26	0.17	0,19	0,65	99,74
				ранить		-,	0,00	,,,,,
3,14	20	4,4	month to be a second	0.06		0.10	0.62	00.03
2,81	2,8		0,17		0,21	0,18	0,63	99,93
	3,16	4,75	0,25	0,11	0,22	0,21	0,31	99,87
2,1 0,69	2,75 1,53	5,46 9,54	0,07	0,1	0,27	0,21	0,22	99,81
0,69			0.06	0.02		0,11	0,74	99,75
	1,5	8,2	0,06	0,02	-	0,16	0,38	99,75
1,75	2,50	6,65	0,15	0,21		0,19	0,6	99,83
2,4	2,15	5	0,1	-	_	0,18	0,52	99,9
1,53	1,8	9	0,24	-	_	0,19	0,43	99,62
·				100000000000000000000000000000000000000				

тита вокруг зерен магнетита. Биотит местами как будто замещает ромбический пироксен, но в большинстве случаев отчетливых признаков замещения биотитом пироксенов и амфибола не наблюдается.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом; среди них апатит сильно преобладает, образуя призматические или округленные мелкие зерна, включенные в основном в плагиоклаз. Монацит и циркон встречаются в овальных мелких зернах, включенных в биотит, плагиоклаз, пироксен. Циркон местами обнаруживает зональ-

Таблица 5 Количественно-минеральный состав двупироксеновых гнейсов (в об. %)

№ п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	RPy
1	1714860	56,2	1,3	_	12,0
2	1727057	58,4	_		6,4
3	1727073	64,1	_		13,5
4	1736074	64,5	3,3		12,0
5	1736106	6.1,9	7,5	_	5,5
6	1745831	51,6			30,7
7	1745900	77,2	1	4,8	9,0
8	1746177	46,9	_	0,2	20,2

ное строение – темное ядро окружено одной или двумя более светлыми оболочками.

Для двунироксеновых гнейсов очень характерно повышенное содержание рудных минералов (до 10%), представленных магнетитом, ильменитом, пирротином, пиритом, халькопиритом. Среди них резко преобладает магнетит, образующий изометрические неправильные зерна размером до 1 мм, включенные в основном в пироксены. Ильменит образует мелкие самостоятельные зерна или же находится в виде включений в магнетите. Зерна ильменита часто сдвойникованы. Пирит развивается за счет пирротина. Халькопирит из рудных минералов наиболее редок, образует зернышки размером около 0,1 мм (самостоятельные или включения в пирите).

Двупироксен-амфиболовые гнейсы

Двупироксен-амфиболовые гнейсы тесно переслаиваются с двупироксеновыми гнейсами и пользуются таким же широким распространением, как и последние. Вообще двупироксен-амфиболовые гнейсы во многом сходны с двупироксеновыми гнейсами как по форме залегания, так и по текстурно-структурным особенностям, но несколько отличаются по более меланократовому минеральному и соответственно химическому составу. По внешнему виду они представляют собой мелко- до среднезернистых зеленовато-серые породы со слабо проявляющейся кристаллизационной сланцеватостью, которая, однако, все-таки лучше выражена, чем в двупироксеновых гнейсах.

По сравнению с двупироксеновыми гнейсами двупироксен-амфиболовые гнейсы содержат в среднем меньше плагиоклаза, пироксена, рудных и больше амфибола (табл. 6). Из темноцветных минералов почти всегда присутствует еще биотит, но в переменном количестве. Из светлых минералов иногда появляется в небольшом количестве калиевый полевой шпат, а в гнейсах скв. 91 Вильянди он постоянно присутствует в значительном количестве.

Для двупироксен-амфиболовых гнейсов характерна гранобластовая структура, редко нематогранобластовая и гломеробластовая. Гломеробластовые скопления представлены амфиболом.

МРу	Ны	Bi	Ap	Erz	Nº P
18,5	1,8	0,8	0,3	9,1	43
18,7	3,7	8,8	0,1	3,9	46
14,2	0,3	5,4	0,2	2,3	49
6,2	2,5	8,4	0,5	2,6	44
5,0	_	13,1	0,7	6,3	40
7,8	0,8	7,8	_	1,3	72
3,5	_	1,5	1,5	2,5	47
20,1	2,2	0,4	0,5	9,5	48

Амфибол представлен темно-зеленой с буроватым оттенком, травянисто-зеленой и сине-зеленой разновидностями роговой обманки. Широко распространены первые две разновидности, образующие гипидиоморфные изометрические или слабо удлиненные зерна, содержащие, по сравнению с пироксеном, мало включений (кварца, плагиоклаза, апатита). Темнозеленая роговая обманка и пироксены встречаются как сосуществующие минералы, по крайней мере, явного замещения пироксенов амфиболом не наблюдается. Что же касается травяно-зеленой роговой обманки, то иногда она как будто замещает пироксен. Сине-зеленая роговая обманка распространена в незначительном количестве в виде новообразованных, неполных каемок вокруг зерен пироксенов. По данным химического анализа железистость темно-зеленой и травяно-зеленой роговой обманки — 34—57,4 мол.%.

Пироксен представлен как ромбической, так и моноклинной разновидностями. Морфологически и по оптическим свойствам они аналогичны пироксенам двупироксеновых гнейсов. Зерна пироксенов и амфиболов встречаются совместно или порознь (пироксен и амфибол обособлены в

Таблица 6 Количественно-минеральный состав двупироксен-амфиболовых гнейсов (в об. %)

Nº n.n.	Номер образца	P1	Ksp	RPy	МРУ	Hbl	Bi	Ap	Erz	Nº PI
1	1714705	42,1	0,2	2,6	24,5	20,8	3,0	_	6,8	40
2	1727106	35,0	_	7,9	6,8	31,0	16,9	0,2	2,2	54
3	1736167	57,2	0,2	20,0	1,6	5,5	14,8	0,1	0,1	44
4	1736180	53,8	3,8	9,7	7,2	18,4	6,8	0,2	0,1	46
5	1746244	47,9	-	11,7	13,4	26,8	_	_	0,2	45
6	1754740	40,1	-	10,5	26,9	14,7	5,8	0,2	1,8	44
7	1754802	45,6	- 1	12,3	1,3	35,4	1,2	0,1	4,1	45
8	915210	33,9	24,0	6,1	9,6	13,8	0,1	4,6	7,0	32
9	5555423	45,2	-	10,5	1,8	40,0	2,0		0,5	40

Примечание. Для Q определен № 8 — 0,9 об. %.

отдельные полоски). Железистость ортопироксена составляет 35-52,8 мол.%, клинопироксена -24,1-39 мол.% Биотит встречается в виде листочков и чешуек, ориентированных согласно с общей гнейсовидностью. Обнаруживает тенденцию к ассоциации с роговой обманкой или с ортопироксеном. Плеохроизм резкий, от красно-бурого цвета по Ng до почти бесцветного по Np. Железистость -30,8-52,7 мол.%.

Плагиоклаз образует изометрические гипидиоморфные зерна, сдвойникованные по альбитовому, периклиновому и реже по альбит-карлсбадскому законам. В плагиоклазе содержатся антипертитовые вростки калишпата, а также включения кварца, амфибола, пироксена, апатита. В большинстве случаев плагиоклаз представлен андезином N^0 40—46, редко андезином N^0 32 или лабрадором N^0 54. Калиевый полевой шпат представлен тонкожилковатым пертитом. Решетчатая структура не наблюдается. Форма зерен ксеноморфная, изометрическая. На стыке зерен плагиоклаза и калишпата развиты мирмекиты. Набор акцессорных и рудных минералов аналогичен таковому в двупироксеновых гнейсах.

Биотит-гиперстеновые гнейсы

Среди пироксенсодержащих гнейсов, распространенных в кристаллическом фундаменте Южной Эстонии, выделяется группа гнейсов, меланократовая часть которых представлена ассоциацией гиперстен — биотит. Они довольно широко распространены и слагают как самостоятельные пачки мощностью в несколько десятков метров (скважины 11 Кахала, 18 Лаэва, 1 Каагвере, 2 Отепя), так и маломощные слои в пачках двупироксеновых (скв. 174 Ристикюла), кварц-полевошпатовых (скв. 423 Пылва) и глиноземистых (скв. 502 Варбла) гнейсов и амфиболоитов (скв. 320 Карула).

. Биотит-гиперстеновым гнейсам свойственны мелко- до среднезернистого сложение и темно-серый цвет с буроватым оттенком. Текстура обычно гнейсовидно-тонкополосчатая, плойчатая. В биотит-гиперстеновых гнейсах часто встречаются маломощные $(5-30\ {\rm cm})$ линзы, жилы средне- до крупнозернистого чарнокита. Контакты чернокитовых участков с гнейсами нерезкие и лишены каких-либо контактовых явлений.

Основные минералы, составляющие данную группу пород, — плагиоклаз, гиперстен и биотит (табл. 7). Они встречаются в различных количественных соотношениях, так что в целом состав пород группы варьирует от меланократовых до лейкократовых. Однако в пределах разрезов отдельных скважин состав пород более постоянен. Помимо плагиоклаза, гиперстена и биотита в качестве породообразующих минералов встречаются кварц и ортоклаз — первый в гнейсах, содержащих относительно мало темноцветных минералов, второй заменяет плагиоклаз и местами даже превалирует над ним.

Из акцессорных минералов наблюдаются апатит, циркон, монацит, из рудных — магнетит, пирротин, пирит, халькопирит, ильменит.

Микроструктурные особенности в данной группе пород определяются в первую очередь количественными соотношениями главных породообразующих минералов и в значительно меньшей степени относительной величиной зерен. Наиболее распространена типичная лепидогранобластовая структура. В случае увеличения содержания биотита структура переходит

Таблица 7 Количественно-минеральный состав биотит-гиперстеновых гнейсов (в об. %)

N° п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	PRy	Bi	Ap	Erz	Nº PI
1	КП4270	59,7	-	-	25,4	14,5	Зн.	0,4	39
2	КП4890	54,1	-	-	25,9	19,2	"	0,8	36
3	4235733	39,9	8,6	24,5	6,1	20,9	"	Зн.	32
4	K14857	39,7	6,2	-	9,6	42,4	0,6.	1,5	39
5	K3205693	16,6	-	-	29,9	52,8	Зн.	0,7	90
6	1746002	58,6	ar amen	23	5	12,2	0,5	0,7	43
7	1746095	60,3	-	18,4	3,1	16,1	0,9	1,2	44
8	5025300	56,3	-	15,6	17,8	6,6	0,2	3,5	. 80

в лепидобластовую, а при уменьшении содержания его в гранобластовую. В некоторых случаях наблюдается пойкилобластовая структура.

Плагиоклаз встречается в виде изометрических или слегка удлиненных гипидиобластовых зерен, сдвойникованных по альбитовому, периклиновому и альбит-карлсбадскому законам. Зональное строение не характерно. Зерна плагиоклаза часто содержат антипертитовые вростки калиевого полевого шпата. По составу плагиоклаз относится к андезину № 32—43, реже к битовниту № 78—80. Калиевый полевой шпат нерешетчатый или неяснорешетчатый, микропертитовый; встречается в виде изометрических зерен разной величины (0,5—2 мм) с извилистыми очертаниями. Местами (скв. 1 Каагвере) образует порфиробласты (размером до 10 мм), содержащие мелкие округлые пойкилитовые включения плагиоклаза. Кварц имеет вид мелких неправильных зерен, часто с волнистым угасанием.

Гиперстен наблюдается в зернах неправильной изометрической или удлиненной формы размером 0,5-2 мм. Иногда встречаются также более крупные скелетные выделения, содержащие мелкие включения плагиоклаза, биотита и магнетита. В шлифе бесцветен или слабо плеохроирует в розовых тонах по Np. Угол погасания достигает 10°. Нередко выделения гиперстена разбиты поперечными кривыми трещинами, выполненными вторичным серпентиноподобным минералом. По данным химического анализа общая железистость гиперстена составляет 39,2 мол.%. Биотит резко плеохроирует от темно-красно-бурого цвета по Ng до светло-желтого по Np. Образует пластинки и чешуи, ориентированные вдоль кристаллизационной сланцеватости. Часто выделения биотита и гиперстена приурочены друг к другу. В ряде случаев нет сомнения, что биотит является новообразованным минералом, замещающим гиперстен (листочки биотита огибают зерна гиперстена, контакты между ними расплывчатые). Однако нередко контакты между выделениями биотита и гиперстена бывают четкими, резкими, что говорит об одновременном образовании этих минералов. Общая железистость биотита — 36,3 мол.%.

В биотит-гиперстеновых гнейсах скв. 11 Кахала местами в небольшом количестве обнаружена роговая обманка, слабо плеохроирующая в зеленых тонах. Роговая обманка здесь образовалась по гиперстену. В процессе замещения высвобождалась часть железа и в результате появлялись

тонкозернистые цепочки магнетита на контакте зерен гиперстена и роговой обманки.

Наиболее распространенный акцессорный минерал (апатит) образует мелкие призматические или округленные кристаллы, циркон и монацит имеют очень мелкие округлые зернышки, дающие в биотите заметные плеохроичные ореолы. Среди рудных минералов резко преобладает магнетит, образующий мелкие неправильные выделения. Довольно часто присутствует также пирротин и развивающийся за счет пирротина пирит. Очень редкий халькопирит обычно включен в пирите.

Биотит-амфиболовые гнейсы

Биотит-амфиболовые гнейсы в кристаллическом фундаменте Южной Эстонии встречаются редко. В наиболее типичном виде они обнаружены в разрезе скв. Выхма (В). Здесь биотит-амфиболовые гнейсы слагают пачку видимой мощностью в несколько десятков метров, содержащую прослои амфиболита. В разрезах скв. 171 Аре, 173 Селисте и 175 Тоотси биотит-амфиболовые гнейсы ассоциируют с пироксеновыми гнейсами, образуя маломощные прослои среди них.

Для биотит-амфиболовых гнейсов характерны мелко- до среднезернистого сложение и серый цвет с зеленоватым оттенком. Гнейсовидная текстура выражена четко, благодаря чередованию полос с различным соотно-

шением светлоокрашенных и темноцветных минералов.

Минеральный состав (в %): 20—25 кварца, 25—40 плагиоклаза, 15—30 калиевого полевого шпата, 15—20 амфибола и биотита, акцессорные — апатит, сфен, циркон, рудные — магнетит, пирит. Структура лепидогранобластовая. Плагиоклаз встречается в виде гипидиоморфных зерен размером 0,5—1 мм и реже — порфиробластов, содержащих листочки биотита. Для порфиробластов плагиоклаза характерны простые двойники. Мелкие зерна плагиоклаза сдвойникованы полисинтетически по альбитовому и периклиновому законам. Содержание анортитового компонента колеблется в узких пределах — 34—37 мол. «Калиевый полевой шпат — явно новообразованный, форма его выделений неправильно-инъекционная. В разрезе скв. Выхма он имеет четко выраженное решетчатое строение, в гнейсах остальных скважин у калиевого полевого шпата решетчатая структура отсутствует или проявляется слабо.

Кварц образует неправильные выделения, корродирующие другие минералы. Биотит и амфибол (роговая обманка) образуют совместно скопления. Биотит плеохроирует от темно-коричневого по Ng до светло-бурого по Np. Цвет амфибола изменчивый. Вблизи гранитных участков цвет его синевато-зеленый, но обычно он окрашен в травяно-зеленые (по Ng) и желтовато-зеленые (по Np) цвета.

Выделения сфена неправильной формы, мелкие, обычно приуроченные к роговой обманке. Апатит образует мелкие призматические кристаллы, включенные в плагиоклаз.

Амфиболиты

В строении кристаллического фундамента Южной Эстонии амфиболиты пользуются сильно подчиненным, по сравнению с гнейсами, распространением. Они вскрыты немногочисленными скважинами — 320 Карула, Ваки

Таблица 8 Количественно-минеральный состав амфиболитов (в об. %)

Nº п.п.	Номер образца	P1	MPy	Hb1	Bi	Ap	Erz	Nº P
1	66п4555	24,1	1,7	62,2	10,8	0,3	0,9	39
2	B4294	36,7	1,7	60,0	0,6	0,2	0,2	41
3	K3205460	28,9	_	61,2	0,7	0,4	3,4	78

П римечание. Для К
sp определен N° 2 — 0,4, для Q — N° 3 — 0,7, для RP
у N° 3 — 4,7, для Ті — N° 2 — 0,2 об. %.

66п, Выхма (В). Амфиболиты слагают маломощные прослои (жилы?) с резкими согласными контактами, включенные в пачки биотит-амфиболовых, биотит-гиперстеновых и кварц-полевошпатовых гнейсов. Иногда на контакте наблюдаются изменения, ведущие к сближению состава контактирующих пород. Амфиболиты повсеместно, но слабо, поддаются мигматизации.

Амфиболиты — темные, с зеленоватым оттенком, однообразные, мелкозернистые до среднезернистых, с отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой.

Минеральный состав амфиболитов приведен в табл. 8. Главные составные его части — роговая обманка и плагиоклаз — характеризуются одинаковой степенью идиобластеза. Структура амфиболитов типичная гранобластовая и редко пойкилобластовая.

Роговая обманка представлена зеленой разновидностью, местами с буроватым оттенком. Образует гипидиоморфные изометрические или слабоудлиненные зерна, ориентированные вдоль общей гнейсовидности породы. Она содержит мелкие включения плагиоклаза, биотита, кварца, магнетита. Оптические константы роговой обманки: Np = 1,661-1,663; Nm = 1,676-1,681; Ng = 1,684-1,687; Ng-Np = 0,023-0,024; $c: Ng = 16,5^{\circ}$; $2V = -(67-71^{\circ})$. Железистость по показателю преломления -47-55 мол.% и по данным химического анализа – 47,8-50,8 мол.%. Биотит в заметном количестве обнаружен в амфиболитах, вскрытых скв. 66п. Встречается в виде коричневых листочков, приуроченных к выделениям роговой обманки. Интерес представляют находки пироксена в амфиболитах. В породах скважин Выхма и 66п Ваки обнаружен моноклинный пироксен. Он находится в срастании с роговой обманкой и образует мелкие неправильные зерна. Возможно, что пироксен - реликтовый минерал породы, по которой образовался амфиболит. Ромбический пироксен обнаружен в амфиболитах скв. 320 Карула. Он образует неправильные изометрические выделения величиной до 5 мм, содержащие включения плагиоклаза, кварца, роговой обманки магнетита.

Плагиоклаз встречается в виде гипидиоморфных изометрических зерен, сдвойникованных по альбитовому, периклиновому и редко карлсбадскому законам. В виде включений в плагиоклазе встречаются роговая обманка, магнетит, апатит. Плагиоклаз содержит 39—41 или 78—80 мол. анортитовой составляющей. Калиевый полевой шпат в амфиболитах имеет вид редких антипертитовых вростков или межгранулярных выделений.

Из акцессорных минералов присутствует апатит в виде мелких призматических кристаллов. Сфен обнаружен только в амфиболитах скв. Выхма, форма его зерен идиоморфная, клиновидная. Из рудных минералов обычен магнетит.

Кварц-полевошпатовые гнейсы и гранито-гнейсы

В данной группе рассматриваются лейкократовые метаморфические породы гранитного состава, состоящие из кварца, полевого шпата и небольшого количества темноцветных минералов. Среди них могут быть выделены кварц-полевошпатовые гнейсы и гранито-гнейсы; первые отличаются от последних мелкозернистостью, более ясно выраженной гнейсовидной текстурой, а также некоторыми микроструктурными особенностями. Кварц-полевошпатовые гнейсы напоминают породы, описанные в работах скандинавских авторов как лептитовые гнейсы.

В геологических разрезах кварц-полевошпатовые гнейсы контактируют с гранито-гнейсами, двупироксеновыми и двупироксен-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Они постепенно переходят в гранито-гнейсы; границы их с другими перечисленными выше типами пород четкие, но согласные. Кварц-полевошпатовые гнейсы не чередуются с другими породами и обычно слагают самостоятельные пачки. Наибольшая мощность кварц-полевошпатовых гнейсов вскрыта скважинами 172 Хяэдемеэсте (68 м) и 66п Ваки (77 м), а вообще они обнаружены в разрезах только пяти скважин.

Кварц-полевошпатовые гнейсы — серые или розовато-серые однородные мелкозернистые породы с прерывистой сланцеватой или тонкополосчатой текстурой. Кристаллизационная сланцеватость создана субпараллельным расположением выделений биотита.

Структура кварц-полевошпатовых гнейсов типично гранобластовая с изометрической формой зерен, реже лепидогранобластовая. В редких случаях (скважины 172, 66п) наблюдается бластопорфировая структура — в мелкозернистой основной породе встречаются более крупные идиоморфные призматические выделения плагиоклаза, сдвойникованные по карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам, которые, по всей вероятности, представляют бывшие фенокристаллы исходной вулканической породы.

Кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат слагают около 90—95% объема породы (табл. 9). Количественные соотношения полевых шпатов непостоянные, чаще преобладает калиевый полевой шпат. Содержание кварца сравнительно мало колеблется. Из темноцветных минералов постоянно присутствует биотит, спорадически гранат, ромбический пироксен. Рудные минералы представлены магнетитом, халькопиритом, гематитом, ильменитом, акцессорные — апатитом, цирконом, монацитом, сфеном.

Плагиоклаз в рассматриваемых породах образует изометрические ксеноморфные или гипидиоморфные мелкие зерна и редко более крупные идиоморфные кристаллы. Ксеноморфные зерна обнаруживают слабую тенденцию к образованию двойников. Угасание минерала волнистое или нормальное. Местами наблюдается жильный или пластинчатый антипертит. Плагиоклаз по составу относится к кислому андезину № 30—37. Калиевый полевой шпат распространен в виде тонкопертитовых ксеноморфных

Таблица 9 Количественно-минеральный состав кварц-полевошпатовых гнейсов (в об. %)

Nº n.n.	Номер образца	Pl	Ksp	Q	Bi	Ap	Gr	Erz	Nº PI
1	66п4800	25,2	36,5	30,4	6,0	0,1	_830	1,5	35
2	1726566	57,7	11,9	24,9	3,6	0,2	-003	1,7	35
3	1726747	36,1	24,9	24,9	11,9	0,5	_0149	1,5	33
4	1745964	31,1	42,7	22,1	2,8	-	1,1	0,2	30
5	1745985	32,1	36,3	24,8	3,7		3,0	0,1	33
6	5025365	37,3	3,9	41,8	14,1	0,3	1,4	1,2	37

Примечание. Для RPy определен N° 3 -0.2, для Ti - N° 1 -0.3 объемных %.

зерен. Решетчатое строение обычно отсутствует. Судя по определениям рентгеновской триклинности ($\Delta=0-0.18$), калиевый полевой шпат принадлежит к ортоклазу.

Кварц образует неправильно-изометрические зерна с извилистыми очертаниями, рассеянные равномерно в породе. Угасание обычно волнистое. Небольшая часть кварца входит в виде округлых включений в плагиоклаз.

Биотит встречается в виде мелких чешуек и листочков, плеохроирующих от красновато-коричневого цвета по Ng до светло-желтого по Np. Редко встречаются агрегаты проросших друг с другом листочков. Выделения биотита ориентированы субпараллельно. В биотите содержатся включения акцессорных минералов, часто окруженные плеохроничными двориками. По данным химического анализа биотит имеет железистость равную 40,1—54,4 мол.% (скважины 502, 66п). Гранат в описываемых породах редкий минерал (скважины 174, 502). Он образует округлые или скелетные зерна размером 0,5—2 мм, содержащие включения биотита и кварца. Гранат распределен в породе неравномерно, по составу относится к пиральспитам (22,3—32,3 мол. % пиропового, 58,4—71,1 мол. % альмандинового компонента).

Ромбический пироксен встречается очень редко (скв. 172) и в небольшом количестве; образует неправильные, довольно крупные зерна, частично или полностью замещенные серпентиноподобным минералом.

Из акцессорных минералов обычен апатит преимущественно в виде призматических и округлых кристаллов, включенных в плагиоклаз. Зерна монацита и циркона овальной формы, местами с зональным строением—выделяются темное ксеноморфное ядро и более светлая краевая часть.

Рудные минералы образуют изометрические неправильные, иногда скелетные мелкие выделения, преимущественно включенные в биотит. Резко преобладает магнетит, содержащий часто мелкие правильные ориентированные включения ильменита и гематита. Ильмент представлен также и самостоятельными зернышками. В единичных случаях наблюдаются зерна халькопирита размером до 0,3 мм.

Гранито-гнейсы слагают самостоятельные монотонные пачки (скважины 171 Аре и 423 Пылва) или маломощные участки в пачках гнейсов

Таблица 10 Количественно-минеральный состав гранито-гнейсов (в об. %)

N° п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	RPy	Bi	Ap	Erz	Nº PI
1	1714663	18,4	36,7	38,9	1,4	2,3	0,5	1,8	37
2	4235622	28,7	36,1	31,3	_	2,3	-	1,6	27
3	4235940	31,7	38,6	26,4	0,6	1.8	-	0,9	28

(скважины 172 Хяэдемеэсте, 174 Ристикюла, 173 Селисте). Внешне это относительно однообразные среднезернистые гранитные породы красновато-серого цвета. Текстура нечетко выраженная гнейсовидная, обусловленная субпараллельным расположением выделений темноцветных минералов.

Минеральный состав почти не отличается от состава кварц-полевоштатовых гнейсов (табл. 10). Около 95% объема породы слагается светлоокрашенными минералами: кварцем, плагиокразом, калиевым полевым шпатом. Темноцветные минералы — биотит, роговая обманка, ромбический пироксен — имеют второстепенное значение. Структура породы гранобластовая.

Плагиоклаз распространен в виде ксеноморфных или гипидиоморфных изометрических зерен с пластинчатыми антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата. Иногда выделения плагиоклаза переполнены округлыми включениями кварца. Угасание волнистое, реже нормальное, двойниковые полоски клиновидной формы. На стыке зерен плагиоклаза и калиевого полевого шпата развиты мирмекиты. Плагиоклаз содержит 27—37 мол. % анортитового компонента.

Калиевый полевой ишат обычно преобладает над плагиоклазом, образует ксеноморфные зерна. Решетчатое строение не развито или проявляется очень слабо. По рентгеновской триклинности ($\Delta=0-0.28$) явно принадлежит к ортоклазу. Калиевый полевой шпат интенсивно замещает плагиоклаз. Кварц распространен в виде как мелких, так и крупных ксенобластов. Угасание обычно волнистое.

Биотит встречается в виде писточков и реже в виде таблитчатых деформированных выделений, плеохроирующих от коричневого по Ng до буровато-желтого по Np. В некоторых случаях листочки биотита приурочены к зернам рудных минералов. Спорадически встречаются ромбический пироксен и роговая обманка. Ромбический пироксен образует зерна неправильной вытянутой формы, разбитые поперечными трещинами и частично замещенные вторичными минералами. Местами по краям зерен ортопироксена развивается сине-зеленая роговая обманка. Встречается также зеленая роговая обманка, образующая более крупные гипидиоморфные зерна с включениями рудных минералов и биотита.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом, редко сфеном. Апатит имеет вид как призматических, так и неправильных зерен размером до 0,5 мм. Циркон и монацит присутствуют в виде призматических или округлых зерен. Зерна циркона часто характе-

ризуются зональным строением — темное округлое ядро его окружено более светлой оболочкой призматической формы. Рудные минералы (магнетит, ильменит, пирит, пирротин, халькопирит) имеют вид неправильных зерен, включенных в темноцветные минералы, преобладает магнетит. Пирит возник за счет пирротина. Халькопирит представляет собой мелкие включения в пирротине.

Глиноземистые гнейсы

По имеющимся данным глиноземистые гнейсы в кристаллическом фундаменте Южной Эстонии встречаются редко — они слагают разрез скв. 300 Кынну и в ассоциации с биотит-гиперстеновыми гнейсами верхнюю часть разреза скв. 502 Варбла. По внешнему виду это грубополосчатые среднезернистые мигматизированные породы, на красновато-сером или темно-сером фоне которых выделяются порфиробласты темно-красного граната и редко зеленовато-коричневого гиперстена.

Минеральный состав глиноземистых гнейсов приведен в табл. 11. Из глиноземистых минералов, кроме граната, постоянно в значительном количестве присутствуют кордиерит, биотит и реже силлиманит, спорадически в небольшом количестве встречается шпинель. Гиперстен обнаружен в гнейсах скв. 300 Кынну в ассоциации с биотитом, гранатом, кордиеритом, но не с силлиманитом. Рудные минералы представлены магнетитом (преобладает), пирротином, пиритом, акцессорные — апатитом, цирконом. Структура гетеробластовая, с элементами лепидиобластовой, фибробластовой и пойкилобластовой структур.

Гранат присутствует в виде неправильно-изометрических зерен размером 0,5—15 м, но чаще встречаются зерна размером 3—8 мм. Обычно гранат содержит включения кварца и биотита. Иногда по краям зерен граната развиты реакционные каймы плагиоклаза или кордиерита. Гранат встречается как в меланократовых, так и в лейкократовых участках породы. В зонах дробления гранат разбит трещинами, в которых наблюдаются новообразованные минералы — зеленая биотитоподобная слюда и андалузит. Гранат по составу относится к пиральспитам и по данным химического анализа богат пироповым компонентом — 26,7—36,5 мол.%.

Кордиерит в образцах — с синеватым оттенком, в шлифах — бесцветен. Образует изометрические или реже вытянутые вдоль гнейсовидности зерна, содержащие иголочки силлиманита или редко идиоморфные кристаллики шпинели. Кордиерит часто полисинтетически сдвойникован. Силлиманит при повышенном его содержании образует линзовидные скопления игольчатых или более толстых кристаллов, ориентированных согласно с общей гнейсовидностью породы. К таким скоплениям часто приурочены зерна магнетита и шпинели. Редкие иголочки силлиманита распространены в породе повсеместно, обычно в ассоциации с остальными глиноземистыми минералами.

Биотит обладает резким плеохроизмом от темного красно-бурого по Ng до светло-бурого с желтоватым оттенком по Np. Образует неправильной формы пластинки и их скопления, ассоциирующие в основном с глиноземистыми минералами. По данным химического анализа железистость биотита равна 41,4—46,6 мол.%. Местами наблюдаются мелкочешуйчатые агрегаты биотита, по-видимому, более позднего происхождения. По крис-

Таблица 11 Количественно-минеральный состав глиноземистых гнейсов (в об. %)

Nº п.п.	Номер образца	PI	Ksp	Q	Bi	Gr	Gord	Sil	Sp	Erz	Nº P1
1	3004760	29,4	9,8	17,5	12,2	15,4	12,7	1,9	0,4	0,7	39
2	3005210	31,4	3,3	22,2	19,1	10,8	9,9	-	_	0,9	40
3	5026345	22,4	21,2	10,4	17,6	8,9	8,4	8,6	1,2	1,3	33

Примечание. Для RPy определен N° 2 - 2,3, для Ap - N° 2 - 0,1 об. %.

таллооптическим свойствам этот биотит не отличается от первичного биотита. Шпинель (герцинит) присутствует спорадически и в небольшом количестве; образует как идиоморфные, так и ксеноморфные зерна, обычно ассоциирующие с кордиеритом или магнетитом.

Гиперстен образует порфиробласты таблитчатой формы или более мелкие неправильные изометрические зерна. Он обладает сильным для этого минерала плеохроизмом: зеленоватым по Ng, розовым по Np и отличается высоким содержанием Al_2O_3 (7,9 вес.%); железистость его составляет 44,5 мол.% (табл. 56, 3005210).

Плагиоклаз образует неправильно-изометрические корродированные кварцем зерна, сдвойникованные по альбитовому и периклиновому законам. Двойниковые пластинки узкие, часто изогнутые. Погасание нередко волнистое. В плагиоклазе наблюдаются антипертитовые вростки калишпата и мелкие зерна кварца. По составу плагиоклаз относится к андезину № 33—40. Калиевый полевой шпат представлен тонкожилковатым пертитом с нечетко выраженной решетчатой структурой. Калишпат образует неправильные зерна, распределенные неравномерно по породе.

Кварц сильно гранулирован, обычно с волнистым погасанием. Образует в основном линзовидные выделения, состоящие из агрегата мелких зернышек.

Апатит встречается в виде мелких призматических и овальных зерен. Циркон обнаруживает зональное строение — ядро овальной формы, внешняя оболочка — призматической. Магнетит образует мелкие неправильные зерна, иногда окруженные чешуйками биотита.

Кварциты и карбонатные породы

По имеющимся данным породы данной группы распространены в фундаменте Южной Эстонии крайне ограничено. Пачка карбонатных пород с прослоями кварцитов и жилами пегматоидного гранита вскрыта скв. 67п Ваки. Небольшой мощности кварциты обнаружены в нижней части разреза скв. 2 Отепя в контакте с биотит-гиперстеновыми гнейсами. Кварциты в разрезах обеих скважин представлены полнокристаллической полевошпатовой разновидностью. Внешне это зеленовато-серые или фиолетовосерые среднезернистые массивные породы.

Минеральный состав (в объемных %): кварц -60-80, плагиоклаз -20-30, калиевый полевой шпат -3-15, амфибол, биотит, флогопит, диопсид (суммарно до 5%), магнетит, апатит, циркон. Структура гранобластовая.

Плагиоклаз содержит многочисленные вростки калишпата (антипертит замещения). По составу плагиоклаз отвечает олигоклазу № 15 или андезину № 35. Калишпат лишен решетчатой структуры, образует неправильные межгранулярные выделения, замещающие плагиоклаз. Амфибол почти бесцветный, относится к ряду тремолит—актинолит. Флогопит иногда образует радиальнолучистые агрегаты, ассоциирующие с амфиболом.

Карбонатные породы представлены средне- до крупнозернистых массивными силикатными мраморами зеленого или розового цвета, содержа-

щими скопления диопсида и местами также амфибола и флогопита.

Минеральный состав (в об. %): карбонаты -70-90, диопсид -5-10, клиногумит -0-5, скаполит -0-5, флогопит -0-5, амфибол -0-5, сфен, апатит. Структура гранобластовая или пойкилобластовая.

Карбонаты представлены доломитом и небольшим количеством кальцита. Более крупные выделения доломита содержат включения силикатов, из-за которых они приобретают пойкилобластовый облик. Диопсид в шлифах бесцветен, образует гипидиоморфные призматические зерна. Амфибол относится к ряду тремолит — актинолит. Для него характерна частая ассоциация с диопсидом. Скаполит нередко частично разложен. Форма зерен неправильно-изометрическая. На контакте с пегматоидными гранитами в мраморах содержание скаполита и диопсида повышается. Окраска флогопита желтоватая и слабо плеохроирующая (почти до бесцветного).

Ультраосновные породы

Ультраосновные породы обнаружены в разрезе только скв. 2 Отепя в виде прослоев или жил мощностью до 4 м в пачке биотит-гиперстеновых гнейсов. Ультраосновные породы представлены не свежими разновидностями, а их серпентинизированными аналогами.

Серпентиниты Отепя представляют темно-зеленые афанитовые массивные породы, состоящие из хризолита, хлорита, талька, варьирующего количества (5-10%) зеленовато-серой шпинели, флогопита и редких зерен апатита. Структура петельчатая или поперечно-волокнистая, с явными следами панидиоморфнозернистой структуры оливиновой или оливин-пироксеновой породы.

Внедрение ультраосновной магмы послойно (?) во вмещающие породы произошло, по-видимому, на глубине в относительно позднюю стадию складчатости и регионального метаморфизма, так как магма выкристаллизовалась в среднезернистую массивную, существенно оливиновую или пироксен-оливиновую породу. Формирование гранитов, контактирующих с ультрабазитами, произошло после образования последних. На контакте гранита и серпентинита наблюдаются изменения, приводящие к выравниванию минерального состава этих пород. Время серпентинизации не установлено. Возможно, что это произошло и после становления гранитов, так как пироксен в последних превратился в бастит.

Метагаббро-нориты

На территории Южной Эстонии породы группы габбро вскрыты скважинами Пярну, 245 Пярну, 502 Варбла, 66к Выру, 300 Кынну, 8 Лаэва. Они представлены габбро-норитами и их амфиболизированными разновид-

Таблица 12 Количественно-минеральный состав габбро-норитов и их амфиболизированных аналогов (в об. %)

N° п.п.	Номер образца	PI	Q	RPy	МРу	Hbl	Bi .	Ap	Erz	Nº PI
1	2455195	51,5	0,6	32,7	11		2,5	_	1,3	52
2	3005270	53,4	4,1	24,4	7,9	3,8	1,7	-70	4,7	80
3	66п5766	35,7	2,2	12,4	23,4	16,3		0,5	9,5	51
4	5026630	33,4		16,8	13,3	35,3	-	0,1	1,1	70

Примечание. Для Ksp определен № 1 — 0,4 об. %.

ностями, слагающими, по-видимому, относительно небольшие массивы и (или) пластовые тела, так как в геофизических аномалиях они четко не отражаются. Габбро-нориты скв. 300 Кынну залегают в виде секущей дайки мошностью 3 м в пачке глиноземистых гнейсов.

Для пород группы габбро характерна массивная или нечетковыраженная гнейсовидная текстура; последняя развита в основном в амфиболизированных габбро-норитах. Цвет варьирует от почти черного до зеленоватосерого, сложение мелко- и среднезернистое. Структура габбровая, в амфиболизированных габбро-норитах усложненная элементами бластических структур.

Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксенами, роговой обманкой (табл. 12). Спорадически в небольшом количестве встречаются кварц, биотит, калишпат. Из акцессорных и рудных минералов наблюдаются апатит, магнетит, ильменит, пирротин, реже пирит, халькопирит. Повышенным содержанием титаномагнетита отличаются основные породы, вскрытые скв. 66к Выру.

Плагиоклаз лишен зонального строения, по составу отвечает лабрадору или битовниту. Форма зерен грубоизометрическая или короткостолбчатая. Плагиоклаз сдвойникован по альбитовому, реже по альбит-карлсбадскому и периклиновому (в комбинации с альбитовым) законам.

Ромбический пироксен образует изометрические или слегка удлиненные зерна, обнаруживающие слабый плеохроизм от бесцветного к розовому цвету. Моноклинный пироксен бесцветный или слабозеленоватый, образует неправильно-изометрические зерна, обладающие иногда отдельностью.

Роговая обманка образует гипидиоморфные, нередко более крупные зерна, замещающие пироксены. В последнем случае перекристаллизовался также плагиоклаз. В наиболее амфиболизированных габбро-норитах роговая обманка образует пойкилобласты с многочисленными включениями реликтового пироксена. Роговая обманка распределена в породе неравномерно — в одних участках она почти отсутствует, в других является доминирующим минералом. Плеохроизм от зеленого до светло-зеленого цвета. Биотит, как и роговая обманка, — новообразованный минерал, замещающий пироксены. Образует мелкие чешуйки, плеохроирующие от бурого до соломенно-желтого цвета. Кварц и калиевый полевой шпат встречаются в межгранулярном пространстве, где они замещают плагиоклаз.

Апатит встречается в виде мелких призматических зерен, рудные в виде мелких неправильных зерен. Пирит — вторичный минерал, замещающий пирротин. Халькопирит образует мелкие зернышки, включенные в пирротин.

Основные породы Южной Эстонии обнаруживают сходство с синорогенными породами. В них всегда в какой-то степени развиты текстуры и структуры, а также происходят изменения минерального состава, характерные для метаморфических пород. Они, как правило, пронизаны жилами гранитоидов.

Гранитоиды

Среди инфракрустальных пород фундамента Южной Эстонии наиболее широко распространены гранитоиды. Они встречаются в разрезах всех скважин и образуют там маломощные жилы (жильный материал мигматитов) и реже более крупные самостоятельные тела (массивы). Самостоятельными телами представлены чарнокиты (скважины Пярну, 176 Пярну, 555 Элва) и плагиомикроклиновые граниты (скв. 70 Лаанеметса). Площади распространения и форма тела не установлены.

Чарнокиты представляют весьма однообразные серые или розовато-серые среднезернистые породы с массивной или слабовыраженной гнейсовидной текстурой. Местами в них наблюдаются маломощные включения амфибол-двупироксеновых гнейсов и участки лейкократового крупно-

зернистого плагиоклаз-ортоклазового гранитоида.

Минеральный состав чарнокитов относительно постоянен (табл. 13). Они слагаются калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем (суммарно 90—95%), гиперстеном, роговой обманкой, биотитом. Акцессорные минералы представлены округлыми выделениями апатита и монацита; иногда попадаются идиоморфные или овальные зерна циркона. В виде мелких зерен постоянно присутствует магнетит. Микроструктура характеризуется отсутствием четкого идиоморфизма полевых шпатов по отношению к кварцу и извилистыми очертаниями выделений кварца и полевых шпатов.

Калиевый полевой шпат представлен криптопертитовым нерешетчатым ортоклазом; образует сдвойникованные по карлсбадскому закону неправильные по форме призматические выделения, иногда содержащие округлые включения кварца. Плагиоклаз-андезин № 31—36 антипертитовый, незонален, сдвойникован по альбитовому, альбит-карлсбадскому и карлсбадскому законам. На стыке зерен плагиоклаза и ортоклаза развиты мирмекиты.

Биотит темно-бурый, с плеохроизмом до свелтло-бурого, образует относительно идиоморфные листочки. Местами он дает симплектитовые срастания с кварцем. Гиперстен и роговая обманка образуют небольшие зерна неправильной, реже призматической формы. Неизменный гиперстен встречается редко, и зерна гиперстена обычно превращены в хлорит-серпентиновые псевдоморфозы ячеистого строения.

Вскрытые скв. 70 Лаанеметса граниты имеют черты синорогенных гранитов. Внешне это серовато-красные среднезернистые породы с гнейсовидной текстурой, обусловленной субпараллельной ориентацией листочков биотита или полосчатым распределением биотита и светлых минералов.

Таблица 13 Количественно-минеральный состав чарнокитов (в об. %)

N° π.π.	Номер образца	P1	Ksp	Q	RPy	Hbl	Bi	Ap	Erz	Nº PI
1	5555460	29,9	33, 1	32,2	1,3	2,3	0,2	0,1	0,9	36
2	1765295	29,2	35,1	24,9	4,4	1,0	3,6	0,1	1,7	32
3	ПЯ5630	27,4	36,4	27,7	2,5	210	5,6		0,4	31

Состав гранитов Лаанеметса — биотит-плагиоклаз-микроклиновый. Из акцессорных минералов в них присутствуют апатит и циркон. Последний образует округлые и чаще короткопризматические идиоморфные зональные кристаллы с округлым ядром. Структура промежуточная между гранобластовой и гранитовой. Преобладают ксеноморфные очертания породообразующих минералов, однако нередко отмечается идиоморфизм полевых шпатов по отношению к кварцу. Плагиоклаз представлен олигоклазом N° 20, калиевый полевой шпат — решетчатым высокотриклинным микроклином; последний образует крупные (до 1 см в поперечнике) таблитчатые выделения с карлсбадскими двойниками или неправильные зерна (резко преобладают), заполняющие промежутки между остальными минералами.

Мигматизация чарнокитами и гранитами в породах кристаллического фундамента Южной Эстонии широко распространена. Жильные обособления обычно залегают согласно с кристаллизационной сланцеватостью. В большинстве случаев состав жильных обособлений непосредственно зависит от состава субстрата, т.е. мигматиты имеют венитовый характер. Из морфологических типов мигматитов наиболее распространены линзовиднополосчатые и полосчатые.

Жильные обособления сложены чарнокитом, плагиоклазовым (редко), калишпат-плагиоклазовым или калишпатовым гранитами.

Чарнокитовые образования развиты в двупироксеновых, двупироксенамфиболовых, биотит-гиперстеновых и реже в глиноземистых гнейсах. Контакты чарнокитовых жильных обособлений с вмещающими гнейсами спаянные, нерезкие.

Мигматит-чарнокиты слагаются ортоклазом, плагиоклазом № 31—48, гиперстеном и варьирующим обычно в небольшом количестве кварцем. Спорадически встречаются биотит и роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом. Для чарнокитов характерно криптопертитовое строение ортоклаза (мельчайшие каплеи веретенообразные вростки плагиоклаза равномерно распределены премиущественно во внутренних частях ортоклазовых выделений) и антипертитовое строение плагиоклаза. По сравнению с плагиоклазом ортоклаз более поздний; гиперстен образует более или менее идиоморфные кристаллы; кварц ксеноморфен.

Гранитные жильные обособления распространены шире, чем чарнокитовые. Они локализуются во всех типах метаморфитов кристаллического фундамента Южной Эстонии. Данная группа объединяет граниты различ-

ного состава (плагиоклазовые, калишпат-плагиоклазовые, калишпатовые), генезиса и, по всей вероятности, разного возраста.

По внешности это средне-, крупнозернистые или пегматоидные породы с массивной или слабо выраженной гнейсовидной текстурой. Цвет варьирует от серого до розовато-красного. Им свойственны лейкократовость, высокое содержание щелочей, особенно калия (табл. 4, 51—55), непостоянство минерального состава. Минеральный состав несложен: калиевый полевой шпат и плагиоклаз (суммарно 60—75%; один из них может отсутствовать), кварц (25—35%), биотит (около 5%), акцессорные и рудные — апатит, циркон (нередко с зональным строением), монацит, магнетит. Полевые шпаты обычно не проявляют четкого идиоморфизма по отношению к кварцу, вследствие чего микроструктура чаще определяется как промежуточная между гранитовой и гранобластовой.

Плагиоклаз по составу отвечает андезину. Выделения его не имеют четко идиоморфных очертаний и нередко разъедаются калиевым полевым шпатом; на стыках двух полевых шпатов часто развиты типичные мирмекитовые образования. Плагиоклаз чаото обладает антипертитовым строением.

Калиевый полевой шпат по морфологическим признакам местами образует как бы две генерации. Более ранний калишпат образует сравнительно идиоморфные кристаллы, нередко сдвойникованные по карлсбадскому закону. Более поздняя генерация имеет вид неправильных выделений между остальными минералами и иногда в виде язычков вдается в плагиоклаз (калишпатизация). Очень характерно для описываемых гранитов то, что калишпат преимущественно представлен криптопертитовым ортоклазом или калишпатом промежуточной триклинности; четкорешетчатый микроклин относительно редок.

Биотит обычно темно-бурый, плеохроирует до светло-желтого, встречается в виде листочков, чешуек, иногда ориентированных субпараллельно.

комплекс пород западной эстонии

Метаморфические и ультраметаморфические породы амфиболитовой фации распространены в Западной Эстонии на площади около 12 тыс. км², в том числе и на островах Сааремаа, Хийумаа, Муху и Вормси. На этой площади пробурено 40 скважин, из них 22 на поднятии фундамента в Палукюла. Глубина вскрытия фундамента в пределах 0,1—176,4 м, и лишь структурная скважина Кохила в северо-восточной части района углублена в породу фундамента на 339,7 м.

В составе комплекса Западной Эстонии преобладают биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты и ассоциирующиеся с ними биотитовые гнейсы (см. табл. 1). Мигматизация комплекса неравномерная: наряду с очень слабо затронутыми мигматизацией разрезами встречены разрезы мигматизированных и сильно мигматизированных гнейсов, а также теневых гранитов. В основном мигматит-граниты имеют варьирующий биотит-микроклин-плагиоклазовый состав. Химический состав пород комплекса охарак геризован в табл. 14.

Таблица 14 Химический состав пород Западной Эстонии (в мас. %)

№ п.п.	Harran arraws			Компо	онент			
N- 11.11.	Номер анализа	·SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	T
1	2	3	4	5	6	7	8	
	Амфибол	і-биоти	товые	плаги	огнейс	ы		1
1	3652818	59,06	0,93	15,50	2,67	4.80	0,19	
2	3961929	59,72	0,98	14,46	8,51		0,21	
3	3962486	64,05	0,71	14,03	6,61	2,10	0,16	
4	5904760	50,68	2,36	13,22	6,47	6,39	0,19	
5	Kox 3490	61,04	0,79	15,24	1,89	4,79	0,12	
6	Kox 3910	49,92	1,15	17,04	3,28	7,49	0,21	
7	Kox 5464	49,74	1,34	14,73	2,31	7,77	0,20	
	Био	титовы	е пла	гиогне	йсы			
8	3082660	66,56	0,54	16,04	0,87	2,27	0,03	
9	3652446	62,26	0,79	14,58	2,95	3,59	0,05	
10	3962310	57,00	1,10	15,09	8,07	3,85	0,20	
11	3962730	65,56	0,59	13,77	4,40	3,15	0,20	
		Amd	риболи					
12	X33290	47,32	1,38	14,20	3,49	9,54	0,21	
13	П80370	48,06	0,66	15,11	3,96	8,48	0,18	
14	3082900	47,32	1,26	14,80	3,37	7,64	0,15	
15	3572340	45,50	2,80	11,97	8,91	9,63	0,19	
16	3572512	53,69	0.94	14,45	3,52	5.74	0,15	
17	3572545	47,30	2,62	11,33	6,48	10,65	0,19	
18	4130423	46,72	1,34	14,70	3,45	8,76	0,08	
19	Kox 3210	45,62	1,32	16,61	3,94	8,25	0,13	
20	Kox 3410	57,00	0,91	15,28	3,05	5,82	0,10	
21	Kox 4995	48,92	1,54	17,14	3,59	6,36	0,17	
22	Kox 5370	47,24	0,98	15,38	3,65	8,48	0,15	
23	Kox 5509	47,28	1,44	14,82	4,45	6,25	0,18	
24	Kox 6150	48,10	1,37	17,92	4,05	5,28	0,16	
	Кварц	-полев	ошпат	овые г	нейсы			
25	3082570	65,00	0,57	15,55	2,21	2,08	0,07	
26	Kox 3995	72,08	0,27	13,72	1,23	1,68	0,01	
27	Kox 4092	68,86	0,39	14,58	1,75	2,35	0,05	
28	Kox 5836	68,26	0,45	14,80	1,50	2,03	0,05	
	Гл	инозем	иисты	е гней с	ы			
29	X33370	63,15	0,82	17,50	1,56	5,06	0,04	
30	X33470	70,70	0,67	11,75	1,52	4,03	0,04	

Примечание породы: 1 — биотитовый гнейс с роговой обманкой; 2, 3 — амфибол-биотитовый гнейс; 4 — амфибол-биотитовый гнейс; 5 — амфибол-биотитовый гнейс; 6 — биотит-амфиболовый гнейс; 7 — диопсид-биотит-амфиболовый гнейс; 8 — биотит-амфиболовый гнейс; 9 — мигматизированный биотитовый гнейс; 10, 11 — биотитовый плагиогнейс; 9 — мигматизированный биотитовый гнейс; 10, 11 — биотитовый плагиогнейс; амфиболиты: 12—14 — биотитовый, 15—17 —полевошпатовый, 18 — биотитовый, 29 — полевошпатовый, 20 — биотитовый, 21 — диопсидовый, 22 — полевошпатовый, 23 — диопсидовый, 24 — полевошпатовый амфиболит; 25—28 —

MgO CaO Na₂O K₂O P₂O₅ Soбщ CO₂ H₂O П.п.п. 9 10 11 12 13 14 15 16 17 A M Ф И Б О Л - Б И О Т И Т О В Ы Е ПЛАГИ ОГНЕЙ СЫ 3,84 5,44 3,30 2,40 0,35 0,12 — 0,24 0,62 0,60 4,34 4,40 1,90 — 0,35 — 0,12 1,21 4,19 7,62 3,54 1,50 1,46 0,09 0,18 0,30 1,39 3,45 5,50 3,70 2,60 0,23 0,16 — 0,13 0,31 4,58 8,47 4,30 1,80 0,40 0,19 — 0,11 1,02 6,68 9,85 3,70 1,30 0,22 — 0,19 1,75 БИ О ТИТИ О ВЫЕ П ЛАГИОГНЕЙ ВО 1 1,02 0,11 1,02 0,71 2,13 1,40 0,65 7,80	18 99,84
Амфибол-биотитовые плагиогнейсы 3,84 5,44 3,30 2,40 0,35 0,12 — 0,23 1,01 1,99 5,21 3,70 2,45 — 0,16 — 0,24 0,62 0,60 4,34 4,40 1,90 — 0,35 — 0,12 1,21 4,19 7,62 3,54 1,50 1,46 0,09 0,18 0,30 1,39 3,45 5,50 3,70 2,60 0,23 0,16 — 0,13 0,31 4,58 8,47 4,30 1,80 0,40 0,19 — 0,11 1,02 6,68 9,85 3,70 1,30 0,22 — 0,19 1,75 Биотитовые плагиогнейсы 1,62 4,26 3,78 3,00 0,15 0,02 — 0,12 0,71 2,13 1,40 0,65 7,80 0,27 — 0,56 3,27 1,95 6,09 3,00 2,85 — 0,50 — 0,18 0,78 1,25 3,91 3,23 2,29 0,20 0,10 0,05 0,25 0,51 ———————————————————————————————————	99,84
3,84 5,44 3,30 2,40 0,35 0,12 — 0,23 1,01 1,99 5,21 3,70 2,45 — 0,16 — 0,24 0,62 0,60 4,34 4,40 1,90 — 0,35 — 0,12 1,21 4,19 7,62 3,54 1,50 1,46 0,09 0,18 0,30 1,39 3,45 5,50 3,70 2,60 0,23 0,16 — 0,13 0,31 4,58 8,47 4,30 1,80 0,40 0,19 — 0,11 1,02 6,68 9,85 3,70 1,30 0,22 — 0,19 1,75 Биотитовые плагиогнейсы 1,62 4,26 3,78 3,00 0,15 0,02 — 0,12 0,71 2,13 1,40 0,65 7,80 0,27 — 0,56 3,27 1,95 6,09 3,00 2,85 — 0,50 — 0,18 0,78 1,25 3,91 3,23 2,29 0,20 0,10 0,05 0,25 0,51 ———————————————————————————————————	
3,84 5,44 3,30 2,40 0,35 0,12 — 0,23 1,01 1,99 5,21 3,70 2,45 — 0,16 — 0,24 0,62 0,60 4,34 4,40 1,90 — 0,35 — 0,12 1,21 4,19 7,62 3,54 1,50 1,46 0,09 0,18 0,30 1,39 3,45 5,50 3,70 2,60 0,23 0,16 — 0,13 0,31 4,58 8,47 4,30 1,80 0,40 0,19 — 0,11 1,02 6,68 9,85 3,70 1,30 0,22 — 0,19 1,75 Биотитовые плагиогнейсы 1,62 4,26 3,78 3,00 0,15 0,02 — 0,12 0,71 2,13 1,40 0,65 7,80 0,27 — 0,56 3,27 1,95 6,09 3,00 2,85 — 0,50 — 0,18 0,78 1,25 3,91 3,23 2,29 0,20 0,10 0,05 0,25 0,51 ———————————————————————————————————	
1,99 5,21 3,70 2,45 — 0,16 — 0,24 0,62 0,60 4,34 4,40 1,90 — 0,35 — 0,12 1,21 4,19 7,62 3,54 1,50 1,46 0,09 0,18 0,30 1,39 3,45 5,50 3,70 2,60 0,23 0,16 — 0,13 0,31 4,58 8,47 4,30 1,80 0,40 0,19 — 0,11 1,02 6,68 9,85 3,70 1,30 0,22 — 0,19 1,75 Биотитовые плагиогнейсы 1,62 4,26 3,78 3,00 0,15 0,02 — 0,12 0,71 2,13 1,40 0,65 7,80 0,27 — 0,56 3,27 1,95 6,09 3,00 2,85 — 0,50 — 0,18 0,78 1,25 3,91 3,23 2,29 0,20 0,10 0,05 0,25 0,51 ———————————————————————————————————	
0,60 4,34 4,40 1,90 — 0,35 — 0,12 1,21 4,19 7,62 3,54 1,50 1,46 0,09 0,18 0,30 1,39 3,45 5,50 3,70 2,60 0,23 0,16 — 0,13 0,31 4,58 8,47 4,30 1,80 0,40 0,19 — 0,11 1,02 6,68 9,85 3,70 1,30 0,22 — 0,19 1,75 Виотитовые плагиогнейсы 1,62 4,26 3,78 3,00 0,15 0,02 — 0,12 0,71 2,13 1,40 0,65 7,80 0,27 — 0,56 3,27 1,95 6,09 3,00 2,85 — 0,50 — 0,18 0,78 1,25 3,91 3,23 2,29 0,20 0,10 0,05 0,25 0,51 ———————————————————————————————————	100,67
4,19 7,62 3,54 1,50 1,46 0,09 0,18 0,30 1,39 3,45 5,50 3,70 2,60 0,23 0,16 — 0,13 0,31 4,58 8,47 4,30 1,80 0,40 0,19 — 0,11 1,02 6,68 9,85 3,70 1,30 0,22 — 0,19 1,75 ———————————————————————————————————	100,58
3,45 5,50 3,70 2,60 0,23 0,16 — 0,13 0,31 4,58 8,47 4,30 1,80 0,40 0,19 — 0,11 1,02 6,68 9,85 3,70 1,30 0,22 — — 0,19 1,75 ———————————————————————————————————	99,58
4,58 8,47 4,30 1,80 0,40 0,19 — 0,11 1,02 6,68 9,85 3,70 1,30 0,22 — — 0,19 1,75 ———————————————————————————————————	99,95
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	99,96
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	99,78
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	99,97
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	100,30
1,25 3,91 3,23 2,29 0,20 0,10 0,05 0,25 0,51 ———————————————————————————————————	100,66
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	99,46
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	
7,28 8,92 2,29 1,83 0,10 0,07 0,06 0,22 1,74 9,43 9,38 2,90 2,05 0,41 0,02 — 0,08 1,17 5,70 7,90 2,40 1,55 0,43 0,31 0,17 0,67 1,66 4,07 9,39 3,40 1,40 0,35 — — 0,17 1,79 4,51 10,37 2,40 1,00 0,47 0,50 1,25 0,17 0,14 9,28 9,12 2,90 2,15 — 0,18 — 0,32 1,22 6,62 10,61 3,00 1,50 0,40 0,32 — 0,12 1,52 3,51 7,12 2,77 1,63 0,25 0,30 0,15 0,28 1,15 4,54 11,22 4,00 1,15 0,17 0,08 — 0,11 0,33 8,01 11,57 2,12 0,40 0,12 0,29 0,13 0,14 0,57 4,28 14,37 2	98,94
9,43 9,38 2,90 2,05 0,41 0,02 — 0,08 1,17 5,70 7,90 2,40 1,55 0,43 0,31 0,17 0,67 1,66 4,07 9,39 3,40 1,40 0,35 — — 0,17 1,79 4,51 10,37 2,40 1,00 0,47 0,50 1,25 0,17 0,14 9,28 9,12 2,90 2,15 — 0,18 — 0,32 1,22 6,62 10,61 3,00 1,50 0,40 0,32 — 0,12 1,52 3,51 7,12 2,77 1,63 0,25 0,30 0,15 0,28 1,15 4,54 11,22 4,00 1,15 0,17 0,08 — 0,11 0,33 8,01 11,57 2,12 0,40 0,12 0,29 0,13 0,14 0,57 4,28 14,37 2,52 0,60 0,38 0,60 0,09 0,14 2,00	98,90
5,70 7,90 2,40 1,55 0,43 0,31 0,17 0,67 1,66 4,07 9,39 3,40 1,40 0,35 - - 0,17 1,79 4,51 10,37 2,40 1,00 0,47 0,50 1,25 0,17 0,14 9,28 9,12 2,90 2,15 - 0,18 - 0,32 1,22 6,62 10,61 3,00 1,50 0,40 0,32 - 0,12 1,52 3,51 7,12 2,77 1,63 0,25 0,30 0,15 0,28 1,15 4,54 11,22 4,00 1,15 0,17 0,08 - 0,11 0,33 8,01 11,57 2,12 0,40 0,12 0,29 0,13 0,14 0,57 4,28 14,37 2,52 0,60 0,38 0,60 0,09 0,14 2,00	99,98
4,07 9,39 3,40 1,40 0,35 — — 0,17 1,79 4,51 10,37 2,40 1,00 0,47 0,50 1,25 0,17 0,14 9,28 9,12 2,90 2,15 — 0,18 — 0,32 1,22 6,62 10,61 3,00 1,50 0,40 0,32 — 0,12 1,52 3,51 7,12 2,77 1,63 0,25 0,30 0,15 0,28 1,15 4,54 11,22 4,00 1,15 0,17 0,08 — 0,11 0,33 8,01 11,57 2,12 0,40 0,12 0,29 0,13 0,14 0,57 4,28 14,37 2,52 0,60 0,38 0,60 0,09 0,14 2,00	99,79
4,51 10,37 2,40 1,00 0,47 0,50 1,25 0,17 0,14 9,28 9,12 2,90 2,15 — 0,18 — 0,32 1,22 6,62 10,61 3,00 1,50 0,40 0,32 — 0,12 1,52 3,51 7,12 2,77 1,63 0,25 0,30 0,15 0,28 1,15 4,54 11,22 4,00 1,15 0,17 0,08 — 0,11 0,33 8,01 11,57 2,12 0,40 0,12 0,29 0,13 0,14 0,57 4,28 14,37 2,52 0,60 0,38 0,60 0,09 0,14 2,00	99.00
9,28 9,12 2,90 2,15 — 0,18 — 0,32 1,22 6,62 10,61 3,00 1,50 0,40 0,32 — 0,12 1,52 3,51 7,12 2,77 1,63 0,25 0,30 0,15 0,28 1,15 4,54 11,22 4,00 1,15 0,17 0,08 — 0,11 0,33 8,01 11,57 2,12 0,40 0,12 0,29 0,13 0,14 0,57 4,28 14,37 2,52 0,60 0,38 0,60 0,09 0,14 2,00	99,3
6,62 10,61 3,00 1,50 0,40 0,32 — 0,12 1,52 3,51 7,12 2,77 1,63 0,25 0,30 0,15 0,28 1,15 4,54 11,22 4,00 1,15 0,17 0,08 — 0,11 0,33 8,01 11,57 2,12 0,40 0,12 0,29 0,13 0,14 0,57 4,28 14,37 2,52 0,60 0,38 0,60 0,09 0,14 2,00	100,2
3,51 7,12 2,77 1,63 0,25 0,30 0,15 0,28 1,15 4,54 11,22 4,00 1,15 0,17 0,08 - 0,11 0,33 8,01 11,57 2,12 0,40 0,12 0,29 0,13 0,14 0,57 4,28 14,37 2,52 0,60 0,38 0,60 0,09 0,14 2,00	99,9
4,54 11,22 4,00 1,15 0,17 0,08 - 0,11 0,33 8,01 11,57 2,12 0,40 0,12 0,29 0,13 0,14 0,57 4,28 14,37 2,52 0,60 0,38 0,60 0,09 0,14 2,00	99,3
8,01 11,57 2,12 0,40 0,12 0,29 0,13 0,14 0,57 4,28 14,37 2,52 0,60 0,38 0,60 0,09 0,14 2,00	99,3
4,28 14,37 2,52 0,60 0,38 0,60 0,09 0,14 2,00	99,2
	99,4
4,22 12,24 4,00 0,90 0,27 0,14 - 0,09 1,04	99,7
Кварц-полевошпатовые гнейсы	
1,52 3,87 3,08 4,27 0,16 0,12 0,03 0,20 0,55	99,2
0,66 2,58 2,76 4,45 0,08 0,28 0,04 0,23 0,17	100,2
1,00 3,37 2,95 2,78 0,16 0,10 - 0,12 0,63	99,0
1,14 3,94 4,00 2,90 0,36 0,17 0,30	99,9
Глиноземистые гнейсы	
2,49 0,72 1,60 4,00 0,06 0,10 3,69	100,7
2,08 1,40 2,06 3,59 0,04 0,10 0,08 0,39 1,01	99,4

кварц-полевошпатовый гнейс; 29 — силлиманит-биотитовый гнейс с кордиеритом; 30 — гранат-биотитовый гнейс; 31—32 — плагиомикроклиновый гранит; граниты: 33 — микроклин-плагиоклазовый, 34 — микроклиновый, 35 — плагиомикроклиновый; 36 — пегматоидный плагиогранит; 37 — микроклин-плагиоклазовый гранит (гранодиорит).

Анализы выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР: 1-3, 9, 10, 16 — аналитик О.С. Саунина; 4-7, 11-13, 15, 17-28, 30, 32-37 — аналитик М.Л. Калкун; 8, 14, 31 — аналитик А.И. Озерова; в ЦЛ Северо-Кавказского ГУ: 29 — аналитик А.М. Бакурская.

1	2	3	4	5	6	7	8
		Тр	аниты				
31	3082581	63,08	0,20	17,77	0,47	1,70	_
32	3790592	73,70	0,24	11,56	2,32	0,73	0,04
33	4003892	73,82	0,19	11,99	2,82	1,35	0,01
34	4151155	67,82	0,40	13,24	1,47	2,16	0,06
35	Kox 3140	71,88	0,26	13,38	0,90	1,15	0,03
36	Kox 5452	61,96	0,10	20,39	0,38	0.86	0,04
37	Kox 5965	62,14	1,03	15,25	3,10	3,10	0,05

Биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты

Биотит-амфиболовые плагиогнейсы имеют промежуточный минеральный и химический состав между биотитовыми гнейсами и амфиболитами, с которыми иногда наблюдаются постепенные взаимные переходы. Биотитамфиболовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы мелко- и среднезернистого, редко тонкозернистого сложения (скв. 590), темно-серые с зеленоватым оттенком, обычно мигматизированные. Текстура гнейсовая или тонкополосчатая, местами сланцевая (скв. 396). Редко наблюдаются массивные разновидности (скв. 590). Структура гнейсов лепидонематогранобластовая, иногда порфиробластовая (скв. 590).

Химический состав биотит-амфиболовых гнейсов значительно варьирует, содержание SiO_2 колеблется в пределах 50–67%. По среднему химическому составу Дели и числовым характеристикам Заварицкого породы колеблются от кварцевых диоритов до габбро и базальтов и нередко имеют щелочной уклон, присущий монцониту, сиениту и эссекситу.

Минеральный состав биотит-амфиболовых гнейсов изменчив (табл. 15).

Таблица 15 Количественно-минеральный состав амфибол-биотитовых плагиогнейсов (в об. %)

N° п.п.	Номер образца	P1	Q	Hbl	Bi	Ap	Ti	Sc	Erz	Nº P1
1	3652818	50,8	21,7	4,1	20,1	0,9	0,5	_	0,8	37
2	3962595	79,1	4,2	.6,2	1,4	_	_	_	2,1	
3	3962272	42,2	26,4	11,9	8,1	_	-	_	0	36
4	5904423	42,5	24,7	8,0	18,5	0,8	0,1	3,8	1,2	_
5	5904433	34,6	12,1	13,4	19,6	4,8	0,2	8,1	6,6	33
6	5904463	39,1	19,3	18,6	13,2	2,9	_	6,4	0,5	-
7	5904522	37,5	16,7	8,4	24,3	2,8	_	8.4	1,6	_
8	5904711	28,3	24,0	9,1	24,6	2,5	1,2	4,7	5,6	36
9	5904760	38,6	.16,7	9,9	19,7	4,8	1,6	4,3	3,9	40
10	5904761	23,0	27,1	6,9	27,6	0,7	2,3	6,0	5,4	36
11	5904800	33,3	12,0	16,2	14,2	-	_	4,3	5,0	31

П р и м е ч а н и е. Для Кsp определены N° 1 и N° 3 соответственно 1,1 и 9,2, для Cum - N° 2 и N° 3 соответственно 7 и 22, для Fl - N° 10 - 1 об. %.

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
				Г	ранит	ы	A SPE		001
1,14	2,63	3,10	8,10	0,37	0,02	_	0,20	0,85	99,63
0,56	2,44	1,15	6,30	11 _ 10	0,16	10	0,26	1,21	100,67
0,32	3,20	3,85	1,20	4 -	0,10	_ 4	0,20	1,16	100,21
1,24	2,20	0,95	9,00	_ 188	0,20		0,25	1,67	100,60
0,92	2,03	2,85	6,00	0,07	_ 28		0,14	0,28	99,89
0,52	5,98	6,15	2,45	0,23	0,25	-	0,10	0,46	99,8
1,98	4,46	3,47	2,89	0,45	0,35	0,13	0,27	0,71	99,38

Главные породообразующие минералы — кварц, андезин ($N^{\circ}30-45$), роговая обманка и биотит, реже микроклин и куммингтонит. Акцессорные представлены апатитом, сфеном, мусковитом, гранатом, цирконом, ортитом, монацитом, флюоритом и турмалином, рудные — магнетитом, пиритом и пирротином, реже халькопиритом.

Биотитовые плагиогнейсы встречаются в ассоциации с биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами и реже с лептитоподобными кварц-полевошпатовыми гнейсами. Биотитовые плагиогнейсы мелко- и среднезернистого, редко тонкозернистого (частично в скв. Кохила) сложения, серого и темно-серого цвета с розоватым или зеленоватым оттенком, обычно мигматизированные. Микрогнейсы встречены, например, скв. 396 и Кохила, а также в виде редких прослоев (скв. 590). Текстура пород гнейсовая или тонкополосчатая, микрогнейсы часто рассланцованы. Структура гнейсов лепидогранобластовая. По среднему химическому составу Дели и числовым характеристикам Заварицкого биотитовые гнейсы колеблются от кварцевых диоритов до диоритов и андезитов (SiO₂ 57–67%). Главные породообразующие минералы (табл. 16) — кварц, андезин (№ 30–40), биотит и микроклин, акцессорные — мусковит, гранат, апатит, сфен, циркон, рутил, ортит, рудные — магнетит, пирит, пирротин.

Амфиболиты встречаются довольно часто (см. табл. 1), особенно в Палукюла, мелко- и среднезернистого, реже тонкозернистого (скв. 15) сло-

Таблица 16 Количественно-минеральный состав биотитовых (плагио-) гнейсов (в с 76)

N° п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Bi	Gr	Erz	Nº PI
1	M153448	23,2	11,6	51,4	11,1	1,1	0,4	30
2	3961962	9,3	31,5	31,1	28,1	_	_	-
3	3962126	39,6	8,5	32,4	19,5		_	36
4	3962154	48,0		24,4	27,4			
5	3962730	44,3	9.9	22,8	15,7	0,8	1,7	34

Примечание. Для Ар определен N° 4 — 0,2, для Ми — N° 1 — 1,2, для Ер — N° 5 — 4,8 об. %.

Таблица 17 Количественно-минеральный состав амфиболитов (в об. %)

Ν° π.π.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Ны	Bi	Ap	Erz	Nº P1
1	X33290	27,9	_	6,8	54,0	10,5	0,1	0,7	85-90
2	3572340	31,7	0,3	12,4	41,1	6,2	0,8	7,5	-
3	3572511	38,3	-	5,3	45,3	2,9	0	7,5	36
4	3572545	23,1	0,5	10,2	56,3	0,8	0,5	8,2	38
5	3572700	39,5	-	6,6	39,5	12,9	1,0	_	_
6	Kox3410	46,7	0,8	7,6	30,0	13,9	0,4	0,6	46
7	Kox5370	29,6	-	_	67,6	_	0,2	2,6	43-44

жения, темно-серые с зеленоватым оттенком, редко мигматизированные. Текстура обычно гнейсовая или тонкополосчатая, реже массивная (частично скважина Кохила и скважины Палукюла). Структура амфиболитов нематогранобластовая, иногда бластогаббровая (скважины Палукюла и Кохила). Такие амфиболиты по химизму и минеральному составу (содержание пироксенов) можно также отнести с большой достоверностью к магматогенным.

По химическому составу амфиболиты соответствуют базальтам, долеритам и жильным порфиритам ($\mathrm{SiO}_2-44-55\%$), часто имеющим щелочной уклон; по химическому составу Дели и числовым характеристикам Заварицкого они близки к тефритам и эссекситам. По минеральному составу среди амфиболитов можно выделить полевошпатовые, биотитовые и пироксеновые разновидности; последние имеют ограниченное распространение (только в Палукюла и Кохила).

Главные породообразующие минералы в амфиболитах — плагиоклаз и роговая обманка (табл. 17), в малых количествах и не всегда встречаются кварц, биотит, диопсид и редко микроклин. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и монацитом, рудные — магнетитом, пиритом и пирротином, реже гематитом и халькопиритом.

Состав плагиоклаза очень изменчивый — от андезина N^0 35 до битовнита N^0 90, но преобладают андезин и лабрадор (N^0 40—55). Роговая обманка образует вытянутые или призматические зерна изменчивых размеров, сильно плеохроирующие в зеленых тонах. Клинопироксен (диопсид) может присутствовать в количестве до 20%, образуя вытянутые бесцветные зерна.

Кварц-полевошпатовые гнейсы

Кварц-полевошпатовые гнейсы широко не распространяются (см. табл. 1). В эту группу отнесены лептитоподобные породы предположительно осадочно-вулканогенного ряда, т.е. из нее исключаются кварц-полевошпатовые гнейсы или гранито-гнейсы, явно образовавшиеся в процессе мигматизации. Кварц-полевошпатовые гнейсы — мелко- и среднезернистого сложения, серого и светло-серого цвета, иногда с розоватым оттенком,

Таблица 18 Количественно-минеральный состав кварц-полевошпатовых гнейсов (в об. %)

N° п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Hbl	Bi	Ap	Ort	Erz	Nº PI
1	3082570	43,4	22,9	22,3	-	10,3	0,2	-	0,9	38
2	Kox3995	32,5	35,1	24,9	-	6,7	0,1	0,1	0,6	34
3	Kox4092	49,9	26,8	16,8	1,0	4,4	0,2	Ред. зн.	0,8	31
4	Kox5365	47,0	25,4	16,2	2,4	5,2	1,4	STATE OF	2,4	_

Примечание. Для Ті определен № 3 — 0,1 об. %.

Таблица. 19 Количественно-минеральный состав глиноземистых гнейсов (в об. %)

Nº п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Bi	Gr	Cord	Sil	No Pl
1	X33470A*	2,8	6,7	45,9	13,4	31,2	_	-	_
2	X33470B	21,3	0,7	50,0	7,5	20,5	-		52
3	X33470C	11,6	4,0	26,0	31,6	_	15,0	11,8	-

^{*}Все образцы отобраны в одном интервале.

местами мигматизированные. Текстура гнейсовая или тонкополосчатая, структура обычно гранобластовая, реже порфиробластовая (местами в скважине Кохила). По среднему химическому составу Дели и числовой характеристике Заварицкого состав кварц-полевошпатовых гнейсов колеблется между липаритами, кварцевыми монцонитами и пэзанитами и имеет, таким образом, заметный щелочной уклон. Содержание SiO₂ — 68—73%.

Минеральный состав кварц-полевошпатовых гнейсов представлен в табл.18 (в об.%): кварц — 10-50, плагиоклаз (олигоклаз-андезин $N^{\circ}20-40$) — 20-50, калишпат — 0-50, биотит — 0-10, магнетит — 0-5, пирит, пирротин, мусковит, роговая обманка, сфен, апатит, циркон, гранат, ортит, вторичные минералы.

Глиноземистые гнейсы

Гранат-, сиплиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы редко встречаются в изученных разрезах фундамента Западной Эстонии (см. табл. 1). Глиноземистые гнейсы мелко- и среднезернистого сложения, серого или розовато-серого цвета, мигматизированные, полосчатые, местами порфиробластические (скв. X 3). На диаграмме А. Симонена [(al + fm) — (c + alk)]—Si
(рис. 11) глиноземистые гнейсы обычно располагаются между полями песчаников и глинистых осадков.

Минеральный состав глиноземистых гнейсов (табл. 19) характеризуется большой изменчивостью. Породообразующие минералы — кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит, гранат, кордиерит и силлиманит, реже мусковит и андалузит. Из акцессорных присутствуют апатит, циркон и монацит, из рудных магнетит и пирит. Плагиоклаз, содержание которого колеблется в пределах 10-60%, является андезином, реже лабрадором (до N° 55). Гранат розовый, образует изометрические или вытянутые порфиробласты. Последние содержат включения кварца, биотита и силлиманита. Содержание граната -0-30%. Кордиерит, содержание которого может достигать 20%, встречается в виде порфиробластов. Как правило, он замещается желтым, почти изотропным серпентиноподобным веществом (серпофитом). Силлиманит в количестве до 15% встречается в виде фибролита или удлиненно-призматических кристаллов, частично в тесной ассоциации с биотитом.

Биотитовые микрогнейсы встречаются еще реже, чем собственно глиноземистые гнейсы. Они образуют маломощные $(0,2-0,5\ \text{м})$ интервалы в разрезах сильно мигматизированных пород (теневых гранитов и мигматитов) в разрезе скв. 400 и, по-видимому, в выветрелой части разреза скв. 305. Биотитовые микрогнейсы тонко- и мелкозернистого сложения, темно-серые, иногда с фиолетовым оттенком, гнейсоватые и тонкополосчатые; состоят главным образом из кварца (20-40%), андезина (30-50%) и биотита (15-30%); из акцессорных присутствуют апатит, циркон и монацит (?), из рудных магнетит $(до\ 2\%)$ и пирит.

Граниты

Как отмечалось выше, маломощные прожилки гранитоидов встречаются во многих разрезах скважин Западной Эстонии. Мигматитообразующие граниты региона (как и всей Эстонии) в генетическом отношении и по возрасту относятся к позднекинематическим и нередко имеют облик теневых гранитов. Более мощных и гомогенных тел синкилематических гранитоидов в данном регионе не обнаружено. Характер мигматитообразующих гранитов во многом зависит от вмещающих пород, поэтому минеральный состав, зернистость и другие признаки сильно варьируются.

По соотношению полевых шпатов выделяются плагиомикроклиновые, микроклиновые и плагиоклазовые граниты, между которыми существуют взаимные переходы.

Наиболее широко распространены плагиомикроклиновые граниты. Из мигматитообразующих гранитов они находятся почти во всех разрезах мигматизированных пород и обычно образуют прожилки и инъекции мощностью от долей сантиметра до нескольких метров, реже более мощные тела теневых гранитов — мигматитов (скв. 400, некоторые скважины Палукола). Граниты чаще всего мелко- и среднезернистого сложения, реже крупнозернистые до пегматоидных (скв. Кохила и др.), обычно розоватого или красноватого цвета. Наряду с массивными встречаются и гнейсовые разновидности. Гнейсовая текстура, как правило, обусловлена реликтами вмещающих гнейсов и характерна для теневых гранитов и мигматитов. Микроструктура гранитов гранобластовая или гранитовая.

По химическому составу плагиомикроклиновые граниты относятся к умеренно кислым гранитоидам (содержание $SiO_2 - 68 - 73\%$).

Главные породообразующие минералы — кварц (20-50%), микроклин (20-70%), которые часто преобладает над плагиоклазом (10-50%), и биотит (0-20%). Плагиоклаз представлен альбитом или олигоклазом, реже

андезином. Второстепенную роль играют мусковит (0-5%), роговая обманка, клинопироксен (редко в скв. Кохила) и гранит. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, монацит и ортит, из рудных магнетит (0-3%), пирит (0-2%) и пирротин.

Микроклиновые граниты встречаются на ограниченных участках. Они обычно мелко- и среднезернистого сложения, красновато-розового цвета, нередко с реликтами вмещающих пород, внешне трудно отличимы от вышеописанных плагиомикроклиновых гранитов. Эти граниты состоят из кварца (20–50%), микроклина (40–70%), иногда плагиоклаза (0–10%), биотита и мусковита, из акцессорных присутствует апатит, циркон и сфен. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, пирротином.

Плагиограниты встречаются так же редко, как и микроклиновые граниты. Плагиограниты, в основном мелко- и среднезернистого сложения, местами аплитоподобные (скв. 590), серые и светло-серые, обычно массивные. Плагиограниты, как правило, связаны с вмещающими породами более основного состава — амфиболитами и биотит-амфиболовыми гнейсами. Плагиограниты состоят главным образом из кварца (20-50%) и плагиоклаза (олигоклаза и андезина, 40-60%), в меньшей мере встречаются микроклин (0-5%), биотит (0-10%) и роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и монацитом (?), рудные — магнетитом (0-2%) и пиритом.

комплекс пород тапаского блока

Породы Тапаского блока вскрыты 11-ю скважинами, углубленными в фундамент на 38—105 м (в среднем 80,4 м). Для Тапаского блока характерны амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, реже встречаются биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы. В очень небольшом объеме обнаружены кварц-полевошпатовые гнейсы. Первично интрузивные породы представлены амфиболизированными габбро и габбро-норитами. Широко распространены ультраметаморфические образования (разнообразные по составу теневые гранитоиды, мигматиты и т.п.). Метаморфиты Тапаского блока являются, вероятно, ортопородами, образовавшимися за счет интрузивных и вулканогенных пород; метаморфизованных аналогов явно первичноосадочных образований не обнаружено. Комплекс пород относится, по-видимому, к числу полиметаморфических; реликты пород гранулитовой фации редко обнаруживаются среди пород амфиболитовой (наложенной?) фации. Химический состав пород Тапаского блока приведен в табл. 20.

Биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы

В данную группу объединены гнейсы основного состава, сложенные плагиоклазом, ромбическим пироксеном, роговой обманкой и биотитом. В Тапаском блоке они вскрыты одной скв. Ф-164. Биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы в некоторых интервалах видимой мощностью до 10 м перемежаются с биотит-амфиболовыми гнейсами.

Биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы в большинстве своем представлены немигматизированными и слабомигматизированными разновидностями. По внешности — это однообразные темно-серые с буровато-зеленым

Таблица 20 Химический состав пород Тапаского блока (в мас.%)

	***		uzon.	Комп	онент			
№ п.п.	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	
70.29	Биотит-ам	фибол-	пирок	сенов	ые гне	йсы		
1	1643412	52,98	0,81	13,71	3,47	10,24	0,26	
2 -	1643874	52,50	0,82	15,93	2,57	7,62	0,14	
	Биоти	т-амф:	иболо	вые гн	ейсы			
3	1424112	64,22	0,80	14,89	2,00	4,24	0,06	
4	1533900	66,78	0,44	14,00	1,51	3,70	0,11	
5	1534178	55,38	0,73	15,70	3,27	6,03	0,16	
6	1592950	62,50	0,78	14,29	4,31	2,19	0,08	
1		Амф	иболи	иты				
7	1382992	45,38	0,80	13,83	3,19	8,62	0,26	
8	1423724	45,84	1,20	17,08	4,17	7,57	0,15	
9	1424316	52,50	0,80	16,31	3,17	6,10	0,14	
10	1433348	45,64	1,56	16,80	3,48	10,11	0,18	
11	1433390	46,78	1,34	17,70	2,83	9,70	0,17	
12	1513718	48,76	0,91	16,86	3,80	6,09	0,17	
13	1513985	44,68	0,98	17,19	5,95	7,24	0,21	
14	1593196	47,38	1,56	13,58	2,89	9,20	0,20	
		Метан	габбр	оиды				
15	1403210	48,16	0,92	15,40	3,01	7,47	0,13	
16	T3558.	50,57	1,13	18,38	2,84	6,86	0,16	
		Гра	нитои	ды				
17	1382904	67,30	0,60	14,02	2,14	2,82	0,09	
18	1403060	70,64	0,27	14,43	1,45	1,31	0,01	
19	1403260	70,74	0,36	13,33	2,12	1,26	0,01	
20	1433664	61,92	1,02	14,95	1,12	6,42	0,16	
21	1513617	62,54	0,50	14,72	2,83	3,81	0,09	
22	1514122	72,64	0,27	12,64	1,07	1,87	0,01	
23	1593146	72,58	0,18	13,14	0,99	0,60	0,03	
24	1643261	71,00	0,10	13,54	0,29	1,49	0,01	

Примечание. Прочерк означает, что содержание не определялось. Название породы: гнейсы: 1 — биотит-ортопироксен-роговообманковый, 2 — ортопироксен-биотит-роговообманковый, 3, 5, 6 — биотит-роговообманковый, 4 — роговообманковый, амфиболиты: 7, 10, 13 — биотитовый, 9, 14 — с клинопироксеном, 8, 12 — полевошпатовый, 11 — орто- и клинопироксенсодержащий, 15 — амфиболизированное габбро; 16 — амфиболизированный лейкократовый габбро-норит; теневые

оттенком мелко- до среднезернистых породы со слабо выраженной гнейсовидной текстурой. Мигматизированным (чарнокитизированным) гнейсам свойственны грубополосчатая текстура и среднезернистое сложение.

Для немигматизированных и слабомигматизированных гнейсов большей частью характерны обычные гранобластовые структуры. В обогащенных биотитом участках структура гранолепидобластовая. Из-за кучного расположения темноцветных минералов мигматизированные гнейсы имеют гломеробластовую структуру. Из темноцветных минералов в гнейсах

		192	SA F	18	К	омпонен	T	Amil	SHING	1
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P2O5	Sобщ	CO ₂	H ₂ O-	П.п.п.	Сумма
1/2	100	Б	иотит	-амф	ибол-	пиров	ксеног	вые гн	ейсы	
	5,30	5,47	2,70	1,23	0,96	0,08	0,10	0,33	1,98	99,62
	6,43	6,35	3,00	1,70	0,27	0,48	-11	0,22	1,63	99,66
			Б	иоти	г-амф	иболо	вые г	нейсы		
	2,79	5,01	2,73	1,72	0,16	0,12	-	0,11	0,78	99,63
	2,09	4,82	2,82	1,58	0,11	0,22	0,07	0,21	1,18	99,64
	3,79	8,04	2,92	1,27	0,22	0,17	0,04	0,16	1,67	99,55
	3,44	5,24	2,27	3,18	0,28	0,10	-	0,47	0,84	99,97
					Амф	иболи	иты			
	11,31	10,26	1,72	2,50	0,29	0,06	0,33	0,38	0,81	99,74
	6,65	10,96	2,41	1,25	0,34	0,24	-	0,12	1,52	99,50
	5,92	8,98	2,85	1,30	0,28	0,18	_	0,16	0,96	99,65
	5,42	10,00	2,46	1,53	0,41	0,21	-	0,11	1,75	99,66
	5,45	10,08	2,52	0,82	0,38	0,18	- 05	0,15	1,50	99,60
	5,58	10,15	2,47	1,54	0,56	0,15	0,68	0,26	1,63	99,61
	6,37	11,64	1,65	1,11	0,37	0,20	Mary N	0,12	1,94	99,65
	10,54	8,09	1,80	1,80	0,51	0,10	1120	0,57	1,35	99,57
					Метан	аббро	оиды			
	9,64	12,14	2,09	0,11	0.13	-	100	0,26	0,68	100,14
	4,36	9,79	3,51	0,54	0,44	0,14	0,13	0,16	0,79	99,80
					Гра	нитои	ды			
	1,14	3,62	2,84	3,68	0,19	0,15		0,12	1,01	99,72
	1,03	3,08	2,71	3,75	0,10	0,06		0,14	0,56	99,54
	1,16	2,63	2,47	5,64	0,08	_		0,24	0,45	100,49
	2,73	6,00	3,38	0,63	0,30	0,12	-	0,12	0,73	99,60
	3,00	6,36	2,88	1,53	0,18	0,10	0,24	0,26	0,63	99,67
	0,97	3,06	2,32	4,83	0,05	0,01	OH THO	0,15	0,40	100,29
	0,63	1,11	2,29	7,00	0,08	0,10		0,21	0,69	99,63
	0,86	2,22	2,76	6,45	0,07	0,10	OIL WA	0.26	0.56	99,71

граниты: 17, 22 — микроклин-плагиоклазовый, 18 — ортоклаз-плагиоклазовый, 19 — плагиоклазортоклазовый с ортопироксеном, 20 — плагиоклазовый с ортопироксеном, 21 — плагиоклазовый с роговой обманкой, 23 — плагиомикроклиновый гранит; 24 — плагиомикроклиновый теневой гранит с ортопироксеном.

Анализы выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР: 1-5, 7-14, 16-18, 20-23 — аналитик М.Л. Калкун; 6, 15, 19, 22, 24 — аналитик А.И. Озерова.

(табл. 21) постоянно присутствуют ромбический пироксен, роговая обманка и биотит, но в переменном количестве. Среди светлых минералов резко преобладает плагиоклаз. Калиевый полевой шпат появляется в гнейсах, подвергнутых чарнокитизации. Рудные минералы представлены магнетитом, пирротином, пиритом и редко халькопиритом.

Плагиоклаз образует неправильные по форме таблитчатые зерна размером 0,4—1,5 мм, сдвойникованные по альбитовому, периклиновому и альбит-карлсбадскому законам. Пдагиоклаз содержит 36—41 мол. % анорти-

Таблица 21 Количественно-минеральный состав биотит-амфибол-пироксеновых гнейсов (в об. %)

Nº n.n	Номер образца	P1	Ksp	Q	RPy	Hbl	Bi	Ap	Erz	Nº PI
1	1643412	54,2	5,1	3,2	12,3	13,3	10,2	0,6	1,1	36
2	1643874	46,6	-	3,1	6,9	22,4	20,0	0,1	0,9	41

тового компонента, причем более кислый плагиоклаз развит в мигматизированных гнейсах. Нередко плагиоклаз обладает тонкой антипертитовой структурой. Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатой разновидностью, содержащей пертитовые вростки плагиоклаза. Форма зерен неправильная, "инъекционная", размеры от 0,3 до 2 мм. Кварц обычно ассоциирует с калиевым полевым шпатом и образует неправильные изометрические зерна с нормальным погасанием.

Для данной группы пород характерен ромбический пироксен. Он встречается в виде изометрических и реже удлиненных зерен с извилистыми очертаниями, ориентированными согласно с гнейсовидностью. Для него характерен слабый плеохроизм в розовых тонах. Размер зерен обычно до 1 мм, редко до 3—4 мм. В мигматизированных гнейсах ромбический пироксен вместе с роговой обманкой и биотитом образует гломеробластовые скопления. По данным химического анализа железистость ромбического пироксена составляет 54 мол. %.

Роговая обманка образует изометрические или несколько удлиненные зерна, иногда с простыми двойниками. Размер зерен 0,5—1 мм и редко доходит до 2 мм. Роговая обманка плеохроирует в зеленых или буровато-зеленых тонах. Железистость (57 мол. %) выше железистости ортопироксена. В большинстве случаев роговая обманка обнаруживает равновесные соотношения с пироксеном. Однако в мигматизированных гнейсах она содержит мелкие включения пироксена, плагиоклаза, магнетита. Здесь, по-видимому, роговая обманка — новообразованный минерал. Биотит содержится в описываемых гнейсах в переменном количестве. Плеохроизм от красно-коричневого по Ng до буровато-желтого цвета по Np.

Биотит встречается в виде листочков и чешуек, приуроченных к другим темноцветным минералам. Железистость биотита (52,8 мол. %, по данным химического анализа) ниже железистости ромбического пироксена и роговой обманки.

Амфиболиты

В Тапаском блоке амфиболиты широко распространены. Они обнаружены семью скважинами, расположенными в основном в центральной и южной частях блока. В разрезах буровых скважин амфиболиты контактируют с биотит-амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами и разнообразными ультраметаморфическими гранитоидами. По форме залегания амфиболиты Тапаского блока представляют, по-видимому, пластообразные тела, массивы, а также жилы и прослои. В минеральном составе амфиболитов помимо главных составных частей — плагиоклаза и роговой обманки —

Таблица 22 Количественно-минеральный состав амфиболитов (в об. %)

N° п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Ны	МРу	Bi	Ap	Ti	Erz	Nº Pi
1000	1382992	31,1	NSU	HERE	53,3	SOTH	15,2	0,2	****	0.2	27
2	1423724	141124		T. Take	The state of the s	FIRE			_	0,2	37
2		41,5			53,9		3,6	0,4	0,4	0,2	50
3	1424316	41,4	0,4	9,8	38,3	0,7	8,0	0,6	0,5	0,3	42
4	1433348	41,0	CHIT IS		43,9	OE .	12,5	1,3	7	1,3	44
5	1433390	44,4		-	43,7	1,3	5,4	0,9	- Land	1,3	52
6	1433588	49,6	-	-	31,2	2,1	9,6	1,2	-	2,2	45
7	1513718	55,0	4,1	4,2	35,9	m-II	0,5	0,1	Hite-rou	0,2	51
8	1513817	45,4	-	1,7	37,2		12,9	0,7	1	2,1	42
9	1513985	35,7	137-01	-	52,4	-	7,7	0,4	0,3	3,5	57
10	1533487	27,8	2,1	2,1	58,1	-	9,0	0,1	80 - 18	0,6	37
11	1593196	50,0	20-	-	37,5	0,2	12,1	0,1		0,1	44

Примечание. Для RPy определены № 5 и № 6 соответственно 3 и 4, 1 об. %.

в заметном количестве содержится биотит (табл. 22). Появление кварца и калиевого полевого шпата, как и отчасти биотита, обусловлено процессами гранитизации и мигматизации.

По составу пироксенов выделяются гиперстенсодержащие амфиболиты (скв. Ф-143) и амфиболиты, содержащие местами клинопироксен. Последние, по существу, объединяют амфиболиты, образованные по габброидам и основным жильным породам. Амфиболиты первой группы обнаруживают сходство с биотит-амфибол-гиперстеновыми гнейсами и отличаются от них в основном повышенным содержанием роговой обманки и менее выраженной гнейсовидной текстурой. Макроскопически гиперстенсодержащие амфиболиты темно-зеленые, мелко- до среднезернистых, однообразные, с нечетко выраженной гнейсовидной текстурой. Минеральному составу (табл. 22, обр. 1433348 и 1433588) свойственна некоторая изменчивость. Рудные минералы представлены магнетитом, пирротином, пиритом. Структура гранобластовая.

Роговая обманка образует несколько удлиненные или изометрические гипидиоморфные зерна, плеохроирующие в буровато-зеленых тонах. Встречаются редкие простые двойники по (100). Иногда роговая обманка содержит зернышки гиперстена. По кристаллооптическим свойствам, а также по данным химического анализа роговая обманка отличается высокой железистостью (57,8 мол. %). Гиперстен образует изометрические трещиноватые зерна со слабым плеохроизмом в розовых тонах по Np_{\circ} Он распределен в породе неравномерно и местами вообще отсутствует. Гиперстен замещается роговой обманкой и биотитом. Биотит представлен красновато-коричневыми листочками, распределенными неравномерно по породе. По данным химического анализа железистость биотита составляет 57,5 мол.%.

Плагиоклаз (№ 46—52) образует изометрические неправильные или гипидиоморфные зерна, сдвойникованные по альбитовому и периклиновому законам. Редко встречаются также удлиненные призматические зерна с альбит-карлсбадскими и карлсбадскими двойниками.

Амфиболиты, содержащие клинопироксен, более разнообразные, чем амфиболиты первой группы; среди них выделяются однородные мелко- и среднезернистые и перекристаллизованные гетерогенные средне-крупнозернистые амфиболиты. Изменчивость минерального состава и текстурноструктурных особенностей обусловлена разной степенью гранитизации, перекристаллизации амфиболитов и в меньшей степени различием состава исходных пород.

Однородные мелко- и среднезернистые амфиболиты представляют глубоко метаморфизованные, но почти не затронутые процессами ультраметаморфизма, основные изверженные породы. В них отчетливее, чем в перекристаллизованных амфиболитах, сохранились признаки (структуры, минералы) исходных пород. По внешнему виду — это однообразные мелко- и среднезернистые темно-зеленые с сероватым оттенком породы с массивной или слабо выраженной гнейсовидной текстурой. Структура гранобластовая и редко бластогаббровая.

Роговая обманка образует изомстрические или удлиненные гипидиоморфные зерна, плеохроирующие от темно-зеленого по Ng до зеленоватожелтого по Np цвета. По данным химического анализа железистость роговой обманки составляет 48,5—51,1 мол.%. Моноклинный пироксен встречается спорадически в небольшом количестве. Представлен бесцветными или помутненными реликтовыми зернами. Пироксен замещается роговой обманкой. Биотит встречается в виде листочков и чешуек, плеохроирующих от красновато-бурого по Ng до соломенно-желтого по Np цвета. Железистость биотита — 41,2—46,0 мол. %.

Плагиоклаз образует неправильные или гипидиоморфные зерна, сдвойникованные по альбитовому, периклиновому и альбит-карлсбадскому законам. По составу плагиоклаз чаще всего близок к андезину № 37—45.

Перекристаллизованные средне-крупнозернистые амфиболиты слагают небольшие участки среди однородных мелко- и среднезернистых амфиболитов. В ходе перекристаллизации зерна роговой обманки становятся более крупными, лейкократовые и меланократовые составные части породы обнаруживают тенденцию к обособлению в самостоятельные полосы. Несколько повышается содержание кварца, биотита и калиевого полевого шпата, но в целом минеральный состав перекристаллизованных амфиболитов существенно не отличается от состава мелко- и среднезернистых амфиболитов.

Роговая обманка в перекристаллизованных амфиболитах образует изометрические или таблитчатые зерна размером до 10 мм. Иногда роговая обманка и кварц слагают агрегаты продолговатой формы, содержащие мелкие зерна магнетита. Возможно, что подобные агрегаты образовались при замещении выделений пироксена. Роговая обманка плеохроирует в зеленых тонах.

Плагиоклаз образует неправильные или таблитчатые зерна, сдвойникованные по простым и сложным законам. По крупности зерен плагиоклаз обычно уступает роговой обманке.

Рудные минералы представлены магнетитом, пирротином, халькопиритом, среди них доминирует магнетит. Халькопирит образует мелкие редкие зернышки, приуроченные к сульфидам железа.

Биотит-амфиболовые гнейсы

Биотит-амфиболовые гнейсы — одни из наиболее распространенных метаморфических пород в Тапаском блоке. Они представлены, как правило, мигматизированными разновидностями. В разрезах буровых скважин эти гнейсы ассоциируют в основном с амфиболитами и биотитовыми плагиогнейсами. Они представляют мелко- среднезернистые серые с красноватым или зеленоватым оттенком породы, прерывистая полосчатость которых выражена в различной степени. Гранитный жильный материал распределен послойно в виде нерезко обособленных жилок и линз и составляет как бы неразделимое целое с субстратом. Мощность светлых полос 3—7 мм, темных — 2—5 мм.

Минеральный состав (табл. 23) характеризуется переменным количеством главных породообразующих минералов: плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, но среди них всегда преобладает плагиоклаз. Калиевый полевой шпат мало распространен. Из рудных минералов преобладает магнетит; присутствуют пирротин, пирит, халькопирит. Акцессорные минералы представлены апатитом и реже сфеном.

Структура лейкократовых участков — гранобластовая, гетерогранобластовая; меланократовых — лепидогранобластовая, нематогранобластовая.

Кварц слагает мелкозернистые мозаичные агрегаты или образует более крупные продолговатой формы самостоятельные зерна. Плагиоклаз — разных размеров (0,5-2,5), редко до 5-7 мм); зерна неправильно-изометрической или призматической формы, сдвойникованные по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Местами обладает антипертитовой структурой. По составу плагиоклаз соответствует андезину № 35-42. Калиевый полевой шпат образует ксеноморфные зерна размером 0,5-2,5 мм, имеющие в различной степени выраженную решетчатую структуру. В породе он распределен крайне неравномерно.

Роговая обманка образует изометрические или удлиненные гипидиоморфные зерна. Плеохроизм от густо-зеденого по Ng до желтовато-зеленого цвета по Np_{\circ} . Биотит встречается в виде листочков, пластинок и бесформенных выделений, плеохроирующих в бурых тонах. Местами биотит замещает роговую обманку.

Таблица 23 Количественно-минеральный состав биотит-амфиболовых гнейсов (в об. %)

N° п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Hbl	Bi	Ap	Erz	Nº PI
1	1424112	34,3	2,7	31,2	15,5	15,3	0,3	0,3	-
2	1533900	43,4	4,3	31,0	7,2	13,3	0,3	0,5	37
3	1534178	49,2		18,9	21,8	8,7	0,7	MOL RE	35
4	1592950	47,4	5,3	15,7	18,3	13,1	0,1	0.1	42
5	1643671	58,1	1,8	7,3	24,8	6,4	0,2	1,4	38

Примечание. Для Ті определен № 1 и № 3 соответственно 0,4 и 0,7 об. %.

Биотитовые плагиогнейсы

В строении Тапаского блока биотитовые плагиогнейсы встречаются в меньшем количестве, чем биотит-амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты. В разрезах буровых скважин они переслаиваются с биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, слагая прослои видимой мощности до 15 м. Биотитовые плагиогнейсы Тапаского блока обычно мигматизированы. Внешне это мелко- и среднезернистые красновато-серые породы с прерывистой полосчатостью, сходной с полосчатостью ассоциирующихся с ними биотит-амфиболовых гнейсов.

Из породообразующих минералов в биотитовых гнейсах постоянно присутствуют плагиоклаз, кварц, биотит (табл. 24). В изменчивых количествах встречается калиевый полевой шпат, редко в небольшом количестве появляются роговая обманка или гранат. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, пирротином. Структура лепидогранобластовая, гетерогранобластовая.

Метагабброиды

Под этим названием объединены метаморфизованные (амфиболизированные и биотитизированные) основные изверженные породы, в которых сохранились явные признаки первичных габброидов: метагаббро-норита (скв. Тапа) и метагаббро (скв. Ф-140 Имасту). Они слагают, по-видимому, мелкие массивы. Сильно амфиболизированные и биотитизированные габброиды вскрыты скв. Ф-145 Кавасту.

Метагаббро-нориты представляют однообразные среднезернистые зеленовато-серые породы с гнейсовидной текстурой. Гнейсовидность создана субпараллельной ориентацией новообразованных темноцветных минералов, а также чередованием полос шириной в несколько миллиметров то зеленого, то серого цвета.

Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, роговой обманкой, орто- и клинопироксеном (табл. 25, обр. Т 3558). Из рудных минералов присутствуют магнетит, ильменит, пирротин, пирит, халькопирит.

Сложение породы гломерокристаллическое. В участках преимущественного развития пироксена и плагиоклаза структура близкая к габбровой; в зонах, обогащенных роговой обманкой, — гипидиоморфнозернистая или пойкилитовая.

Плагиоклаз (№ 45—49) лишен зонального строения, образует почти изометрические аллотриоморфные или короткопризматические зерна с альбитовыми или периклиновыми полисинтетическими двойниками.

Роговая обманка плеохроирует в зеленых тонах (от темно-зеленого до желтовато-зеленого). Размер зерен — 1—2 мм, местами наблюдаются более крупные выделения, содержащие включения рудных минералов и пироксена. Роговая обманка ассоциирует преимущественно с пироксеном, замещая его. Пироксен присутствует в двух модификациях: в ромбической и моноклинной. Преобладает моноклинный пироксен, для которого характерна четко выраженная диаллаговая отдельность. Ромбический пироксен представлен гиперстеном, плеохроирующим в обычных для этого минерала слабых розовых тонах. Биотит аналогично роговой обманке — новообразован-

Таблица 24 Количественно-минеральный состав биотитовых плагиогнейсов (в об. %)

Nº П.II.	Номер образца	PI	Ksp	Q	Hbl	Bi	Ap	Gr	Erz	Nº Pl
1	1534038	33,7	16,4	29,3	0,8	18,3	0,3	MENICA	1,2	36
2	1592840	51,2	in La	24,1	100 2 H	23,2	0,1	1.1	0.3	34

Таблица 25 Количественно-минеральный состав метагабброидов (в об. %)

N ^o п.п.	Номер образца	P1	Q	RPy	Hbl	МРу	Bi	Ap	Erz	Nº PI
1	T3558	60,5	METON	6,0	16,3	9,0	3,9	0,7	3,6	48
2	1403210	47.3	1,5	-	19.0	25.5	5.0	0.5	1,2	47

ный минерал, развивающийся по пироксенам; присутствует в виде листочков и чешуек, обладающих сильным плеохроизмом от красно-бурого по Ng до соломенно-желтого цвета по Np.

Метагаббро характеризуется массивной или слабо выраженной гнейсовидной текстурой и средне- до крупнозеринстого сложения. Цвет породы темно-зеленый с сероватым оттенком. Нередко в метагаббро наблюдаются пятнистые скопления роговой обманки. В зависимости от степени перекристаллизации структура метагаббро варьирует от бластогаббровой до гранобластовой. Минеральный состав (табл. 25, обр. 1403210) отличается относительно высоким содержанием новообразованных (метаморфических) минералов: роговой обманки и биотита. Из акцессорных минералов обычен апатит, из рудных магнетит.

Пироксен относится к ряду диопсид—геденбергит. Ему свойственна четкая диаллаговая отдельность. Пироксен обычно образует изометрические аллотриоморфные зерна, частично лишенные прозрачного облика. Роговая обманка, несомненно, развивается за счет пироксена (в основном в виде псевдоморфоз). Для роговой обманки характерен плеохроизм в буроватозеленых и зеленых тонах. Местами в роговой обманке наблюдаются мелкие реликты пироксена. Биотит аналогично амфиболу замещает пироксен. Он встречается в виде листочков, плеохроирующих от красно-коричневого цвета до буровато-желтого.

Плагиоклаз образует изометрические и реже короткопризматические зерна. В перекристаллизованных укрупненных зернах плагиоклаза наблюдаются антипертитовые включения калиевого полевого шпата. Плагиоклаз отличается стабильностью состава — 46—48 мол.% анортитового компонента.

Гранитоиды

Для Тапаского блока характерно широкое развитие ультраметаморфических гранитоидов. Они залегают как в метаморфитах (в том числе и в амфиболитах), так и в габброидах, образуя небольшие жильные обособле-

ния мощностью порядка 2-15 см (жильный материал мигматитов) или охватывают участки видимой мощностью от первых метров до нескольких десятков метров (теневые гранитоиды). В пределах отдельных скважин гранитоиды составляют 15-80% объема изученного разреза.

Гранитоидный материал мигматитов присутствует в виде жил, линз, бесформенных мелких участков. Контакты жильных обособлений с окружающим субстратом ясные или расплывчатые, ровные или извилистые. Более или менее ясно обособленные жилы и линзы имеют существенно кварц-плагиоклазовый (с небольшой примесью биотита, роговой обманки) состав и гранобластовую структуру. Кварц местами интенсивно корродирует плагиоклаз. Состав плагиоклаза андезиновый или лабрадоровый и хорошо коррелируется составом плагиоклаза из субстрата (в последнем плагиоклаза более основной, но эта разница обычно не превышает 3—5 мол.% анортита). Местами жильный материал содержит порфиробласты плагиоклаза и калиевого полевого шпата: ортоклаза или промежуточного микроклина. На участках развития гранулитового метаморфизма жильный материал иногда содержит гиперстен (эндербитовые, чарнокитовые обособления).

Эндербитовые обособления выражены более резко и имеют более индивидуальные черты; внешне — это серые, средне- до крупнозернистых массивные породы, сложенные плагиоклазом (до 60%), кварцем (до 20%), гиперстеном (10—15%), биотитом, роговой обманкой, магнетитом (до 2%) и акцессорным апатитом. Плагиоклаз (андезин) образует таблитчатые или изометрические зерна, местами с тонкой антипертитовой структурой. Гиперстен представляет бесформенные, редко кристаллографически ограниченные зерна с заметным плеохроизмом в розовых тонах. Роговая обманка буровато-зеленая, образует неправильные мелкие зерна. Биотит присутствует в виде красно-коричневых листочков, содержащих включения магнетита и апатита.

По всей вероятности, жильный материал мигматита формировался путем мобилизации легкоплавкого материала субстрата при участии процессов анатексиса и метасоматоза, в условиях неравномерного привноса калия и кремнезема.

Теневые гранитоиды образовались в виде мощных участков; по-видимому, при дальнейшей переработке исходных пород, уже при значительном привносе крепнезема и калия и выносе железа и магния. Контакты гранитоидов и вмещающих их пород обычно переходные. Среди теневых гранитоидов наиболее распространены плагиоклазовые и плагиоклаз-калишпатовые разновидности.

Плагиоклазовые теневые гранитоиды в большом объеме образовались по породам, богатым плагиоклазом и роговой обманкой (биотит-амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты). Текстура их обычно слабо выраженная гнейсовидная, а структура среднезернистая гранобластовая. Примерный минеральный состав (в %): плагиоклаз (30–50), калиевый полевой шпат (0-20), кварц (25-35), роговая обманка (5-15), биотит (до 15), акцессорные: магнетит, апатит, циркон, ортит. В редких случаях в небольшом количестве обнаружен моноклинный пироксен.

Плагиоклаз-калишпатовые теневые граниты обладают слабо выраженной гнейсовидной и реже массивной текстурой и среднезернистым или не-

равномернозернистым (средне- крупнозернистым, редко пегматоидным) сложением. Структура гетерогранобластовая, реже гипидиоморфнозернистая. Примерный минеральный состав (в %): калиевый полевой шпат (30-60), плагиоклаз (10-30), кварц (15-25), биотит (5-10), роговая обманка (0-3), акцессорные: магнетит, апатит, ширкон, редко монацит, ортит. Плагиоклаз незонален, по составу отвечает олигоклазу или андезину. Калиевый полевой шпат представлен преимущественно изометричными зернами разной величины. Для калиевого полевого шпата простые двойники. не характерны. Судя по рентгеновским определениям, калиевый полевой шпат обладает разной степенью упорядоченности структуры (рентгеновская триклинность, $\Delta = 0.00-1.00$). Это подтверждается также кристаллооптическими наблюдениями — калиевый полевой шпат обладает решетчатым или неяснорешетчатым строением. Нерешетчатый калиевый полевой шпат (ортоклаз) обнаружен в теневых гранитах, залегающих в гиперстенсодержащих породах; в этих же гранитах иногда установлены и редкие реликты гиперстена.

комплекс пород йыхвиской зоны

На площади зоны пробурено 30 скважин, расположенных преимущественно на положительных магнитных аномалиях. Мощность разбуренной части фундамента колеблется в пределах 9—479,3 м (в среднем 67 м). Для зоны характерны метаморфические породы гранулитовой и отчасти

амфиболитовой фации.

Ассоциация пород Йыхвиской зоны отличается по составу от других зон пород гранулитовой фации. Помимо характерных для нее магнетитовых кварцитов широко распространены биотит-амфибол-пироксеновые, биотитовые, глиноземистые гнейсы и гранито-гнейсы. Из ультраметаморфических образований часто встречаются разнообразные по составу гранитоиды (от чарнокитов — эндербитов до микроклиновых гранитов). Химический состав пород Йыхвиской зоны приведен в табл. 26.

Биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы

В данную группу объединены гнейсы, содержащие в различных комбинациях и количественных соотношениях ромбический и моноклинный пироксен, роговую обманку и биотит. Эти гнейсы вскрыты буровыми скважинами в западной, восточной и в основном в центральной частях Йыхвиской зоны.

Биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы слагают полные разрезы скважин (Ф-11, Ф-23, Ф-165) или переслаиваются с магнетитовыми кварцитами (скв. Ф-3), биотитовыми и амфиболовыми гнейсами (скважины 315, Ф-195, Ф-7, Ф-169), глиноземистыми гнейсами (скв. Ф-8). Гнейсы Йыхвиской зоны представляют собой мелко- до среднезернистых зеленовато-серые или темно-серые породы с полосчатой, неяснополосчатой или сланцеватой текстурой. Им свойственны слабая степень мигматизации и проявления чарнокитизации, а также большая изменчивость минерального состава (табл. 27). В этом отношении они несколько отличаются от биотит-амфибол-пироксеновых гнейсов Южной Эстонии, которые характеризуются все-таки не столь изменчивым минеральным составом.

Таблица 26. Химический состав пород Йыхвиской зоны (в мас. %)

№ п.п.	Номер образца			Ком	понент		
11.11.	томер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
	Биотит-ам	фибол	-пирок	сенов	ые гне	йсы	
1	33614	52,86	0,37	10,45	2,35	7,90	0,32
2	112824	54,12	0,45	10,28	0,96	9,23	0.08
3	232426	49,90	0,46	14,29	4,21	9,88	0,21
4	232561	50,00	0,32	15,03	4,06	8,55	0,22
5	3152606	48,08	1,38	17,47	4,19	6,75	0,14
6	3153322	49,63	0,56	9,31	4,46	6,95	0,18
7	83728	63,96	0,75	15,52	1,28	5,07	0,07
8	1652492	63,60	0,64	15,78	0,97	4,63	0,06
9	1652538	57,02	0,73	17,49	1,68	6,28	0,12
10	1952918	56,99	1,31	14,87	3,13	7,40	0,16
	H	биотит	овые 1	нейсы			
11	ЙП3161	72,42	0,84	10,66	3,05	3,79	0.09
12	33306	64,10	0,38	14,89	2,41	4,09	0,16
13	42705	65,72	0,55	13,22	1,42	4,26	0,17
14	3152993	65,63	0,80	16,25	2,14	2,93	0,06
15	H12476	71,73	0,32	12,66	1,78	4,01	0,85
16	H22602	62,40	0,84	15,52	3,06	4,81	0,08
		Грани	то-гне				0,00
17	52362	66,80	0,51	13,69	1,83	2,63	0.05
18	102835	65,12	0,32	16,09	2,15	3,22	0,03
19	172578	66,18	0,50	13,94	2,30	4,24	0,08
	Гл	инозем				,,-	0,00
20	ЙП3819	68,64	0,84	12,12	4,31	3,81	0,06
21	12630	61,02	0,32	14,77	4,92	4,68	0,62
						7,00	0,02
22	Й13507	нетито 49,07				10.54	
23	Й13908	44,74	0,34	5,30	23,47	13,74	0,72
24	ЙП5500	51,06	0,40	4,30	21,85	17,68	2,25
25	ЙП6922		0,52	11,36	16,10	7,26	4,80
26	12590	51,33 45,80	0,42	6,44	12,65	16,03	2,02
27	13400	51,70	0,26	2,42	25,11	20,93	1,85
28	14080	42,80	0,25	4,71	11,49	14.70	6,10
29	14430	50,32	0,15	2,89	24,32	23,34	0,98
30	22865	49,56	0,23	1,52 8,66	18,06	23,75	0,90
31	92677	33,76	0,32	1,65	16,05 20,12	11,60	3,60
32	123416	41,68	0,23	6,51	14,80	21,55	5,75
Прим	анания Произви	.1,00	0,03	0,51	14,00	19,53	3,45

Примечание. Прочерк означает, что компонент анализом не обнаружен. Название породы. Гнейсы: 1 — биотит-роговообманково-ортопироксеновый, 2 — биотит-ортопироксен-роговообманковый, 3 — биотит-роговообманково-двупироксеновый, 4 — двупироксен-роговообманково-биотитовый, 6 — ортопироксен-роговообманково-биотитовый, 6 — ортопироксен-роговообманково-биотитовый, 7 — биотит ортопироксеновый, 8 — лейкократовый биотит-двупироксеновый, 9 — лейкократовый двупироксеновый с биотитом; 14, 16 — биотитовый плагиогнейс; 11, 12, 15 — то же, с гранатом; 13 — биотитовый гнейс; 17—19 — калишпат-плагиоклазовые гранитогнейсы с роговой обманкой, 20 — кордиерит-биотитовый с силлиманитом, андалузитом, гранатом; 21 — гранат-биотитовый с кордиеритом; кварциты: 22 — роговообманковый магнетитовый, 23, 25 — роговообманково-гранат-двупироксеновый

- Elysten	MR OFFE	ander pre-	100	Компоне	нт	CHOCKET	INC MON	Pado al
MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P2O5	Sобщ	H ₂ O-	П.п.п.	Сумма
	Био	тит-ам	фибол	т-пиро	ксенов	ые гн	ейсы	eleuno_se
13,33	7,23	1,80	1,90	0,32	-	0,16	0,72	99,71
12,74	8,30	1,10	1,20	0,14	1 -	0,22	0,71	99,53
6,82	10,81	1,40	0,76	0,25	HECK HE	0,17	0,59	99,75
8,32	10,80	1,60	0,70	0,23	Die_Lyn	0,13	0,37	100,33
6,47	9,26	2,94	1,38	0,34	0,10	0,19	1,02	99,72
19,20	5,48	1,20	2,72	0,15	0,08	0,10	0,24	100,26
3,54	4,05	1,90	2,30	0,32	-	0,11	0,76	99,63
2,27	5,21	3,00	2,46	0,17	0,10	0,11	0,58	99,58
3,09	6,81	3,33	1,85	0,22	0,07	0.09	0,90	99,68
2,07	7,22	2,76	1,35	0,49	0,31	0,22	1,30	99,58
			Биоти	товые	гнейст	ы		
2,04	1,99	2,00	2,61	0,10	0,02	0,19	0,46	100,26
2,41	4,38	3,20	2,90	0,24		0,16	0,51	99,83
2,53	2,79	1,60	6,00	0,18	seer-buff	0,26	0,97	99,67
1,14	4,27	3,20	2,95	0,20	0,10	0,17	0,30	100,14
1,74	3,21	1,97	1,24	0,06	0,10	0,14	0,25	100,06
3,76	3,68	3,23	2,32	0,12	Section Total	0,11	0,14	100,07
			Гран	нито-гі	нейсы			
1,56	3,09	2,80	4,80	0,10	Receptors	0,49	1,41	99,76
1,54	4,42	3,00	3,80	0,05		0,10	0,34	100,23
1,93	4,38	2,55	2,35	0,11	76 -654	0,15	1,05	99,76
		Г	линоз	емисты	е гней	сы		
2,88	1,45	1,58	3,60	0,08	0,04	0,18	0,53	100,12
3,89	1,72	1,15	6,05	0,06	100-100	0,36	0,46	100,02
		Ma	агнети	товые	кварц	иты		
2,90	2,81	0,80	0,65	0,11	0,10	0,1	0,15	100,26
4,20	2,20	0,37	1,14	0,12	0,76	0,11	0,12	100,24
3,19	4,82	0,60	0,26	0,12	0,10	0,09	0,05	100,33
3,94	4,40	0,60	1,30	0,11	0,83	0,03	0,10	100,20
0,98	1,85	0,09	0,05	EV 1. 110	200	0,15	0,73	100,22
4,59	5,10	0,10	0,60	DIEG-IL	MOS- PH	0,03	1,03	100,40
2,32	2,37	0,10	0,49	POTO- KOI	EXP-189	0,06	0,12	99,94
2,59	2,37	0,2	0,11	-	SUTI-NE	0,03	0,20	100,30
3,29	3,24	1,00	1,80	-	W 4-17	0,07	0,46	99,65
4,40	10,09	1,50	0,70		_	0,38	0,20	100,35
3,65	5,51	2,75	1,40			0,13	0,37	99,81
	орый 24.			O-FRAHATOI	вый магн	етитовый	26. 27 -	гранат-кли

магнетитовый, 24 — роговообманково-гранатовый, магнетитовый, 26, 27 — гранат-клинопироксеновый магнетитовый, 28 — куммингтонит-двупироксен-гранатовый магнетитовый, 29 — клинопироксеновый магнетитовый с роговой обманкой и гранатом, 30 ортопироксен-гранатовый магнетитовый, 31 — роговообманково-двупироксеновый магнетитовый, 32 — двупироксен-гранатовый магнетитовый с роговой обманкой.

Анализы выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР: 1, 2, 7, 12, 13, 17, 18, 30— аналитик О.С. Саунина; 3, 4, 19, 21, 31, 32— аналитик З.П. Батищева; 5, 11, 16, 20, 23— аналитик А.И. Озерова; 8, 9— аналитик М.Л. Калкун; 10— аналитик Н.П. Балабина; ЦЛ Северо-Кавказского геологоуправления: 6, 14, 15, 22, 24, 25— аналитик А.М. Бакурская.

Таблица 27

Количественно-минеральный состав биотит-амфибол-пироксеновых гнейсов (в об. %)

N° п.п.	Номер образца	PI	Ksp	Q	RPy	MPy	Hbl	Bi	Ap	Erz	Nº P
			1 9 3						118		
1	33614	20,6	-	-	29,6	*****	29,5	19,4	0,5	0,4	46
2	112824	31,9	-	1,20	16,7	-	33,3	5,3	0,2	0,2	80
3	232426	44,0	_		23,4	14,8	9,3	5,7	0,4	2,4	82
4	232561	62,5	-	-	6,4	23,1	4,1	0,3	0,4	3,2	77
5	3152606	35,3	-	-	14,4	3,3	18,5	23,1	0,6	4,8	47
6	3153322	16-	-	-	26,7	-	34,7	35,3	0,2	.3,1	-
7	83728	32,6	-	34,3	12,0	-	_	20,4	0,5	0,2	55
8	1652492	50,8	14,9	20,6	5,1	1,5		6,4	0,2	0,5	44
9	1652538	54,0	17,5	14,7	6,9	1,7	-	4,0	0,4	0,8	43
10	1952918	45,4	0,9	19,3	3,8	2,6	7,0	20,3	0,5	0,2	45

Среди биотит-амфибол-пироксеновых гнейсов Йыхвиской зоны встречаются как меланократовые, так и лейкократовые разновидности. Наиболее меланократовые, лишенные полевого шпата и кварца породы (пироксен-роговообманково-биотитовые сланцы) обнаружены в виде отдельных интервалов в разрезе скв. 315. Относительно лейкократовые гнейсы, вскрытые скважинами Ф-165 и Ф-8, помимо плагиоклаза, содержат в существенном количестве кварц и калиевый полевой шпат.

Биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы Йыхвиской зоны постоянно содержат ромбический пироксен и биотит. Моноклинный пироксен и роговая обманка содержатся в сильно переменных количествах — от 0 до 35%. Из акцессорных минералов повсеместно встречаются апатит, спорадически циркон. Рудные минералы представлены магнетитом, реже пиритом, пирротином.

Микроструктура гранобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая, гломеробластовая. Очень редко (скв. Ф-23) структура биотит-амфибол-пироксеновых гнейсов напоминает бластофитовую.

Плагиоклаз содержится в описываемых гнейсах в виде таблитчатых или неправильных изометрических зерен с узкими двойниковыми полосками, образовавшимися по альбитовому, периклиновому и альбит-карлсбадскому законам. Выделения плагиоклаза содержат включения кварца, биотита, роговой обманки. По составу плагиоклаз соответствует андезину № 43−47, лабрадору № 55, битовниту № 77−82, но в пределах разрезов отдельных скважин состав плагиоклаза мало колеблется. Калиевый полевой шпат обладает как решетчатым, так и нерешетчатым строением. Он образует неправильные, реже призматические зерна разной величины. Местами калиевый полевой шпат развивается межгранулярно, замещая плагиоклаз. Кварц нередко гранулирован; встречается в виде скоплений мелких зерен, реже удлиненных пластинчатых выделений.

Железистость ромбического пироксена 22-56 мол. % (показатели преломления по Ng=1,695-1,715, по Ng=1,682-1,700). Более железистый пироксен (гиперстен) заметно плеохроирует от зеленоватого по Ng и до

розового по Ng цвету; магнезиальный пироксен (бронзит) не плеохроирует. Ромбический пироксен образует призматические выделения с бухтообразными ограничениями, часто скелетные, включающие мелкие зерна плагиоклаза, биотита, роговой обманки. Многие индивиды ромбического пироксена по краям окружены агрегатом биотита и магнетита. Моноклинный пироксен представлен мелкими неправильными зернами, обычно ассоциирующими с ромбическим пироксеном. Моноклинный пироксен бесцветный, по-видимому, близкий к диопсиду.

Роговая обманка образует призматические или неправильные, слабо удлиненные зерна, иногда сдвойникованные. Судя по показателям преломления (по Ng=1,662-1,684, по Np=1,643-1,664), железистость роговой обманки составляет 21-52 мол. %. Более железистая роговая обманка плеохроирует от темной буровато-зеленой до светло-зеленой. Магнезиальная роговая обманка бледно-зеленая, со слабым плеохроизмом. По отношению к пироксенам роговая обманка часто является вторичным минералом и замещает их. Биотит представлен отдельными листочками и чаще чешуйчатыми агрегатами, плеохроирующими от коричневого, желтовато-бурого до светло-желтого с буроватым оттенком цвета. Биотит ассоциирует с магнетитом и темноцветными минералами и замещает последних.

Апатит — обычный акцессорный минерал в биотит-амфибол-пироксеновых гнейсах; образует преимущественно призматические кристаллы, включенные в плагиоклаз и биотит. Циркон встречается в виде мелких округлых зернышек. Магнетит образует неправильные выделения, иногда корродирующие гиперстен, или присутствует в качестве включений в темноцветных минералах.

Биотитовые гнейсы

В Йыхвиской структурной зоне биотитовые гнейсы в виде согласных прослоев переслаиваются с магнетитовыми кварцитами (скв. Ф-1), глиноземистыми (скважины 11 Йыхви, Ф-8) и биотит-амфибол-пироксеновыми (скважины 315, Ф-7) гнейсами или слагают самостоятельные разрезы (скважины Ф-4, 1 Нарва, 2 Нарва, 249). Гнейсы, вскрытые последними двумя скважинами, отнесены к Йыхвиской зоне условно.

Биотитовые гнейсы характеризуются темно-серым или красновато-серым цветом, мелкозернистостью и преимущественно хорошо выраженной гнейсовидной текстурой.

Минеральный состав биотитовых гнейсов несложный (табл. 28). Из породообразующих минералов постоянно присутствуют кварц, плагиоклаз, биотит, спорадически калиевый полевой шпат. Следует отметить малое, но частое, содержание граната в биотитовых гнейсах Йыхвиской зоны. Из акцессорных минералов обычен апатит. Главный рудный минерал — магнетит.

Структура биотитовых гнейсов лепидобластовая, гранобластовая, лепидогранобластовая. Иногла наблюдается своеобразная гранобластовая перегородчатая структура где зерна плагиоклаза и кварца отделены друг от друга как бы перегородками пластинчатого биотита. Текстура тонкополосчатая, сланцеватая, неяснополосчатая, очковая.

Плагиоклаз образует неправильные, редко идиоморфные зерна, сдвой-

Таблица 28 Количественно-минеральный состав биотитовых гнейсов (в об. %)

N° п.п.	Номер образца	PI	Ksp	Q	Bi	Ap	Gr	Erz	Nº PI
1	ЙП3161	25,3	5,3	51,7	14,1	0,1	1,2	2,3	37
2	12640	9,9	31,5	28,9	20,8		3,5	5,4	37
3	33306	32,7	-	39,1	22,7	0,3	1,8	1,4	40
4	42705	14,0	26,7	31,4	27,5	0,3	_	0,1	43
5	3152293	45,2	13,7	26,2	11,9	0,4	-	2,6	46
6	H12476	32,1	-	47,5	15,7		4,6	0,1	53
7	H22602	36,0	-	36,2	25,7	0,2	_	1,9	40
8	2491879	46,3	-	29,7	21,5	0,3		2,2	45

никованные по альбитовому, периклиновому и альбит-карлсбадскому законам. Плагиоклаз содержит 37—53 мол. % анортитового компонента. Наблюдаются антипертитовые вростки калиевого полевого шпата. Местами выделения плагиоклаза деформированы. Калиевый полевой шпат встречается в виде неправильных зерен разной величины, иногда образует порфиробласты. Решетчатое строение улавливается только местами. Калиевый полевой шпат распределен в породе крайне неравномерно. Кварц часто гранулирован, встречается в виде скоплений мелких зерен с волнистым погасанием.

Биотит образует пластинчатые агрегаты неправильной формы или встречается в виде листочков; чешуи огибают зерна плагиоклаза и кварца. Биотит плеохроирует от коричневого по Ng до желтоватого с буроватым оттенком по Np цвета. Гранат встречается спорадически; образует мелкие изометрические или реже ксеноморфные зерна, иногда обрастающие биотитом.

Магнетит встречается главным образом в ассоциации с биотитом, в виде округлой или неправильной формы зерен. Апатит образует округлые или призматические кристаллы, относительно равномерно распределенные в породе. Другой, сравнительно часто встречающийся акцессорный минерал — циркон — включен в основном в биотит.

Гранито-гнейсы

Под этим названием объединены гранитные породы с гнейсовидной текстурой, вскрытые пятью скважинами в центральной части Йыхвиской структурной зоны. По внешнему виду они представляют собой светлосерые или розовато-серые среднезернистые однообразные породы.

Минеральный состав гранито-гнейсов однообразен (табл. 29).

Из акцессорных и рудных минералов попадаются апатит, циркон, магнетит, пирит. Структура гранито-гнейсов гранобластовая.

Плагиоклаз (№ 34-41) антипертитовый, образует неправильные или редко идиоморфные зерна, по краям корродированные кварцем или калиевым полевым шпатом. Последний встречается чаще всего в неправильных инъекционной формы зернах с решетчатым строением, реже в относительно идио-

Таблица 29 Количественно-минеральный состав гранито-гнейсов (в об. %).

№ п.п.	Номер образца	Pl	Ksp	Q	НЫ	Bi	Erz	Nº171
1	52362	39,2	17,7	28,3	2,4	12,3и	12-01FR	34
2	102835	45,8	18,1	21,9	2,9	11,1	0,2	35
3	132496	34,9	26,1	27,5	1,5	10,0	- 02.438	37
4	172578	29,8	23,8	27,8	5,2	13,2		41

П р и м е ч а н и е. Для Erz определен № 2-0.2, для Ар - № 1 и № 2 соответственно 0,1 и 0,2 об. %.

морфнных зернах, лишенных решетчатой структуры. Кварц образует зубчатые, нередко гранулированные зерна с волнистым или мозаичным погасанием. Местами кварц обособлен в самостоятельные линзовидные скопления. Биотит представляет собой небольшие чешуйки, преохронирующие от коричневого по Ng до желтоватого по Np цвета.

Глиноземистые гнейсы

По имеющимся данным глиноземистые гнейсы в Йыхвиской зоне относительно мало распространены. В геологических разрезах они переслаиваются с магнетитовыми кварцитами и биотитовыми гнейсами (скв. 11 Йыхви, Ф-12) или биотит-гиперстеновыми гнейсами (скв. Ф-8). Глиноземистые гнейсы, как правило, мигматизированы более сильно, чем биотит-амфиболпироксеновые.

По внешнему виду это грубополосчатые среднезернистые породы крастовато-серого или зеленовато-серого цвета, содержащие порфиробласты граната, кордиерита, реже калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Глиноземистым гнейсам свойственно большое разнообразие в микроструктурах и текстурах. Чаще всего структура гетеробластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая, реже лепидобластовая, гранобластовая. Текстура полосчатая, неяснополосчатая, очковая, плойчатая.

Для глиноземистых гнейсов характерно непостоянство минерального состава (табл. 30). Светлые породообразующие минералы представлены в варьирующем количестве кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, темноцветные кордиеритом, гранатом, биотитом. Из характерных второстепенных минералов постоянно присутствует силлиманит, редко андалузит. Акцессорные и рудные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом и пиритом.

Плагиоклаз содержит 41—53 мол. % анортитового компонента. Форма зерен неправильно-изометрическая, редко таблитчатая. Наблюдаются антипертитовые вростки калиевого полевого шпата и включения кварца. Плагиоклаз сдвойникован по альбитовому и периклиновому законам, для него характерна тонкая двойниковая штриховка. Калиевый полевой шпат образует неправильные зерна размером 0,5—5 мм. Крупные выделения содержат включения кварца, биотита, реликты плагиоклаза. Нередко обнаруживается пертитовое строение тонкожилковатого типа. Калиевый полевой

Таблица 30 Количественно-минеральный состав глиноземистых гнейсов (в об. %)

№ п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Bi	Ap	Gr	Cord	Sil	Erz	Nº PI
1	ЙП3554	23,2	4,3	41,0	6,3	0,1	3,3	18,9	1,1	1,8	43
2	ЙП3819	8,6	21,6	37,0	16,6	0,1	0,5	7,9	2,4	3,4	41
3	83150	19,3	15,7	34,2	7,8		_	19,2	3	0,8	51
4	83205	15,7	34,3	19,7	5,1	_	14,2	5,8	4,9	0,3	53
5	122679	20,8	8,8	32,7	8,4	_	17,5	8,2	2,3	1,3	42

П римечание. Для And определен N° 2 — 1,9, для Ар — N° 1 и N° 2 соответственно 0,1 и 0,1 об. %.

шпат характеризуется разной степенью рентгеновской триклинности ($\Delta = 0.2 - 0.9$).

Кварц имеет вид мелких зерен угловатой формы и образует самостоятельные скопления, полоски или выполняет промежутки между другими породообразующими минералами. Кварцу свойственно резко выраженное волнистое погасание.

Гранат обычно встречается в виде округлых или вытянутых по общей гнейсовидности породы порфиробласт, содержащих включения силлиманита, кварца, биотита и магнетита; разбит трещинами, в которых развивается биотитоподобная слюда. Кордиерит макроскопически синеватый; образует в основном порфиробласты округлого очертания с иголочками силлиманита. Судя по показателям преломления (по Ng=1,546-1,550, по Np=1,537-1,541), железистость кордиерита — 19-27 мол. %. Кордиерит иногда сдвойникован полисинтетически. Силлиманит встречается в виде игольчатых кристаллов, включенных в кордиерит, гранат, биотит. Местами силлиманит образует также самостоятельные скопления. Биотит представлен небольшими субпараллельно ориентированными чешуйками и их скоплениями. Плеохроизм от бурого до светло-бурого. Андалузит образует мелкие бесформенные выделения, приуроченные к биотиту. Встречается в катаклазированных гнейсах, обнаруживая явно более позднее происхождение.

Магнетитовые кварциты

Магнетитовые кварциты вскрыты семью скважинами в пределах Йыхвиской магнитной аномалии. В разрезах некоторых буровых скважин установлено переслаивание их с биотит-амфибол-пироксеновыми, глиноземистыми или биотитовыми гнейсами. Магнетитовые кварциты, как и гнейсы, пронизаны жилами микроклиновых или микроклин-плагиоклазовых пегматоидных гранитов.

Для магнетитовых кварцитов характерны темно-серый с зеленоватым, розоватым или черным оттенками цвет, преимущественно мелкозернистое сложение и заметно повышенная по сравнению с гнейсами плотность. Текстура тонкополосчатая, сланцеватая, редко массивная.

Минеральный состав магнетитовых кварцитов характеризуется большой изменчивостью и пестротой (табл. 31). Помимо главных составных час-

Таблица 31 Количественно-минеральный состав магнетитовых кварцитов (в об. %)

№ п.п.	Номер образца	Pl	Ksp	Q	RPy	МРу	Hbl	Bi	Gr	Erz
1	12590	ALIPEY.	faul o	38,3	SORU	10,5	The o	nen Se	10,5	40,7
2	13400			19,0		41,6	egater)		6,4	33.0
3	14080	NON E	THE PARTY	46,4	1,0	6,6	0,9	4454	12,1	27,2
4	ЙП5500	TO THE	STEELS	31,0	DOKE	TIE-VAN	17,7	0,3	38,2	12,8
5	ЙП6922	SE 70 S.	17,4	25,8	13,8	2,4	6,1	1,2	8,8	24,5
6	Й13507	4,0	_ TOO	39,1	1,6	0	24,8	0,4	0,4	29,7
7	Й13908	0,7	7,0	26,9	23,9	2,7	5,8	0,8	10,6	21,6
8	14430	3,1	5,8	57,3	-	5,2	4,2	no-de	2,5	21,9
9	22865	16,5	7,5	24,5	10,0	Aler-	OIT NON	0,4	18,8	22,3
10	92677	-	1,4	34,5	7,0	11,7	6,4	4 - 5	0	39,0
11	123416	5,7	4,3	32,6	1,7	11,3	2	-	10,0	32,4

Примечание. Для Сит определен № 3-5,8 об. %.

тей — кварца и магнетита, — содержатся в различных комбинациях и количественных соотношениях силикаты: гранат, клино- и ортопироксены, амфибол, плагиоклаз, калиевый полевой шпат. Наиболее часто встречаются гранат-пироксеновые, амфибол-пироксеновые, амфибол-гранатовые и амфиболовые магнетитовые кварциты. Нужно отметить, что все эти разновидности теснейшим образом связаны между собой и постепенно взаимозамещаются. По внешнему виду они мало отличаются друг от друга. Не устанавливается и прямой зависимости между содержанием магнетита и какого-либо определенного силиката.

Микроструктура магнетитовых кварцитов чаще всего гранобластовая, наблюдается также пойкилобластовая, порфиробластовая и гетерогранобластовая структуры. В виде порфиро- и пойкилобластов встречаются ромбический пироксен, гранат, плагиоклаз, калиевый полевой шпат.

Кварц явно гранулирован, образует мелкие зубчатые зерна с резко выраженным волнистым погасанием, занимающие интерстиции между другими минералами или реже слагающие самостоятельные участки или прослойки.

Плагиоклаз обычно образует неправильные изогнутые зерна, тонко сдвойникованные по альбитовому и периклиновому законам, и редко порфиробласты. Иногда плагиоклаз обладает слабой прямой зональностью. Плагиоклаз представлен андезином № 40—47, лабрадором № 52—54, редко битовнитом № 75—78.

Калиевый полевой шпат образует неправильные зерна с извилистыми очертаниями, преимущественно лишенные решетчатого строения. Пертитовая структура обнаруживается редко. Угол оптических осей 2V колеблется в широких пределах (от -53 до -82°) даже в одном шлифе, исходя из чего можно предположить различное происхождение и различный состав калиевых полевых шпатов. Решетчатый калиевый полевой шпат (микроклин) явно более поздний минерал, замещающий в основном плагиоклаз. Калиевый полевой шпат, представленный по оптическим данным анорто-

клазом или ортоклазом, имеет, по-видимому, раннее метаморфическое происхождение.

Ромбический пироксен обычно образует неправильные по форме таблитчатые порфиробласты размером до 5 мм, содержащие включения граната, магнетита, реже кварца, плагиоклаза, роговой обманки. Плеохроизм слабый, от зеленоватого по Ng к розовому по Np цвету. Показатели преломления ромбического пироксена по Ng = 1,727 - 1,730, по Np = 1,712 - 1,714соответствуют феррогиперстену с железистостью 50-53 мол. % (по В.Е. Трёгеру, [1968]). Моноклинный пироксен представлен ферросалитом: Ng = = 1,728-1,730, Np = 1,697-1,702, железистость -50-55 мол. %. Форма зерен неправильно-изометрическая или коротко-призматическая. Моноклинный пироксен окрашен слабо в светло-зеленый с желтоватым оттенком цвет. Наблюдается замещение моноклинного пироксена роговой обманкой сине-зеленой по Ng и желтовато-зеленой по Np. Роговая обманка встречается также в самостоятельных зернах вне ассоциации с пироксенами. Железистость роговой обманки, определенная по показателям преломления (Ng = 1.672 - 1.685, Np = 1.653 - 1.644), составляет 37-52 мол. %. Куммингтонит содержаится в магнетитовых кварцитах спорадически в небольшом количестве. Он аналогично роговой обманке часто обнаруживает более позднее происхождение и развивается по ромбическому пироксену. Куммингтонит в шлифах бесцветный, макроскопически бледно-зеленоватый; образует мелкие полисинтетически сдвойникованные призматические зерна. По показателям преломления (Ng = 1,668, Np = 1,645) железистость куммингтонита - 46 мол. %.

Гранат (N = 1,787-1,798, a = 11,52-11,66 Å) в большей части встречается в мелких изометрических зернах красного цвета, нередко кристаллографически хорошо ограненных. Реже гранат содержится в магнетитовых кварцитах в виде ксеноморфных порфиробласт, содержащих включения магнетита, пироксена, биотита. По составу гранат относится к пиральспитам со значительным содержанием спессартинового компонента (до 30,9 мол.%, по данным химического анализа).

Из темноцветных силикатов местами в небольшом количестве встречается еще биотит, представленный бурой или зеленой разновидностями. Биотит образует листочки и чешуйки, приуроченные к магнетиту, ромбическому пироксену, гранату и калиевому полевому шпату. По всей вероятности, биотит — новообразованнный минерал.

В магнетитовых кварцитах обнаружены магнетит, ильменит, пирротин, пирит, халькопирит, марказит, галенит и сфалерит. Главный рудный минерал — магнетит. Сульфиды представлены спорадически редкими мелкими зернышками. В морфологическом отношении выделяются два типа магнетита. Магнетит первого типа имеет вид мелких (в среднем 0,05—0,1 мм) изометрических, частично идиоморфных зерен, включенных преимущественно в темноцветные минералы. Магнетит второго типа образует более крупные (1—10 мм) самостоятельные скопления, ориентированные вдоль сланцеватости кварцита: По-видимому, магнетит второго типа — продукт мобилизации магнетита первого типа в ходе последующих тектоно-метаморфических процессов.

Относительно генезиса йыхвиских магнетитовых кварцитов высказывались разные мнения. А. Линари [Linari, 1940, a, b], С.Н. Тихомиров

[1966а] и Д.А. Варданянц принимали их за скарновые образования. По М.Д. Вагаповой-Кадыровой [1948], йыхвиские магнетитовые кварциты представляют метасоматические образования, возникшие при метасоматической переработке (разложение силикатов с высвобождением железа, окварцевание) основных и ультраосновных изверженных горных пород. В 1964 г. при повторном изучении керна скважин Й-І и Й-ІІ Т. Кууспалу высказал мнение, что йыхвиские магнетитовые кварциты следует рассматривать как глубоко метаморфизованные, обогащенные железом вулканогенно-осадочные породы. Дополнительные данные в пользу такого объяснения генезиса магнетитсодержащих пород получены при глубинном геологическом картировании Йыхвиской магнитной аномалии в 1967—1969 гг.

Гранитоиды

Граниты в большинстве своем встречаются в виде жильных обособлений мощностью до 10—15 см в метаморфитах (жильный материал мигматитов). Они имеют форму жил или линз и обычно залегают согласно с гнейсовидностью вмещающих пород. Реже наблюдаются более мощные (видимой мощностью до 35 м) жилы пегматоидного гранита (скважины Й-І, Й-ІІ и др.). В Кестла (скв. 248) вскрыт массив синорогенных (?) гранитов.

Граниты Кестла представляют однообразные среднезернистые сероватокрасные породы с отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой, сложенные плагиоклазом N° 25 (30–35%), микроклином (около 30%), кварцем (25–30%), биотитом (около 10%) и акцессорными: апатитом и цирконом. Структура их промежуточная между гранобластовой и гранитовой. Преобладают, ксеноморфные очертания породообразующих минералов, однако нередко отмечается идиоморфизм полевых шпатов по отношению к кварцу. Первоначальные взаимоотношения минералов значительно затушеваны хорошо выраженной микроклинизацией, происходившей одновременно с разгнейсованием или после него.

По составу мигматитообразующие граниты подразделяются на чарнокиты, эндербиты, плагиоклаз-калишпатовые и калишпатовые граниты. Чарнокитовые и эндербитовые образования встречены в биотит-амфиболпироксеновых гнейсах, реже в магнетитовых кварцитах, биотитовых гнейсах, остальные граниты — во всех типах метаморфитов.

Эндербитовые участки маломощные и постепенно переходят в окружающие гнейсы; они сложены плагиоклазом (до 60%), кварцем (до 15%), гиперстеном (до 30%), биотитом (0-10%), роговой обманкой (0-10%), клинопироксеном (0-10%), акцессорными: апатитом и магнетитом. Пироксены и роговая обманка образуют призматические выделения, весьма крупные, идиоморфные по сравнению с плагиоклазом и кварцем. Биотит и роговая обманка, по-видимому, замещают пироксены. Плагиоклаз ксеноморфен по отношению к пироксенам и роговой обманке и идиоморфен по отношению к кварцу; состав его андезиновый; характерны узкие двойниковые полоски. Кварц встречается в виде агрегатов мелких зерен, зажатых между остальными минералами.

Чарнокитовые образования распространены более широко, чем эндербитовые. Макроскопически это неравномернозернистые розовато-серые породы с массивной или гнейсовидной текстурой, постепенно переходящие в

7. Зак. 2072 97

окружающие гнейсы. Примерный минеральный состав их следующий: кварц (10-20%), калиевый полевой шпат (35-55%), плагиоклаз № 40-48 (20-35%), гиперстен + биотит (до 20%), акцессорные: апатит, циркон и магнетит. Плагиоклаз и калиевый полевой шпат образуют крупные выделения, промежутки между которыми выполнены скоплениями гиперстена, биотита и мелкозернистой калишпат-плагиоклаз-кварцевой массой. Местами кварц и гиперстен образуют также более крупные зерна, соизмеримые с зернами полевого шпата. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом или микроклином. Местами плагиоклаз замещается калиевым полевым шпатом. Крупные выделения плагиоклаза призматического габитуса, сдвойникованы по альбит-карлсбадскому закону.

Плагиоклаз-калишпатовые и калишпатовые граниты по объему значительно превосходят чарнокитовые и эндербитовые гранитоиды. Они образуют не только жильные обособления в собственно мигматитах, но и слагают жилы видимой мощностью в несколько десятков метров. Важная особенность этих гранитов — их структурно-текстурное многообразие. Встречаются граниты массивные и реже гнейсовидные, равно- и неравномернозернистые, средне- и крупнозернистые, пегматоидные. В целом эти граниты характеризуются лейкократовостью. Примерные усредненные количественные соотношения главных минералов следующие: калишпат (30–70%), плагиоклаз (олигоклаз или андезин) (0–40%), кварц (25–35%) и биотит (до 5%).

Калиевый полевой шпат обычно характеризуется хорошо развитой двойниковой решеткой и относительно плохо выраженным пертитовым строением.

Иногда в гранитах содержатся характерные для гнейсов минералы: кордиерит, гранат, силлиманит. Больше выдержан минеральный состав у гранитов, слагающих более мощные жилы. Структура породы гипидиоморфнозернистая или неравномернозернистая гранобластовая.

КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ И ГРАНОДИОРИТЫ ЮЖНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЭСТОНИИ

В Южной и Западной Эстонии бурением на интенсивных магнитных аномалиях различной по площади величины вскрыты магнетитсодержащие породы, по составу колеблющиеся от гранодиоритов до кварцевых диоритов. Об их природе имеется мало данных, возможно, что среди них встречаются как интрузивные, так и реоморфические и метасоматические. Повидимому, их сближает расположение в зонах разломов (массивы Абья и Массо) или в тектонических узлах (массив Таадиквере). Химический состав пород приведен в табл. 4.

Кварцевые диориты массива Абья

Кварцевые диориты вскрыты скв. 92 Абья на глубину 90 м. Размеры и конфигурация массива диоритов не выяснены. Кварцевые диориты пересечены жилами от мелко- до среднезернистых красных микроклин-плагио-клазовых гранитов. В некоторых случаях контакты упомянутых пород неясные, расплывчатые, но в большинстве случаев установлен секущий характер гранитных жил.

№ п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Hbl	Bi	Ap	Ti	Erz	Nº PI
1	926024	42,2	1,8	11,7	10,8	22,2	4,6	0,3	6,4	35-38
2	944040	39,5	14,8	32,1	4,1	5,3	1,0	-	3,2	32-36
3	3604660	36,1	14,9	21,9	1,1	18,8	1,6	2,1	3,5	34

Кварцевые диориты представляют зеленовато-серые среднезернистые породы с массивной или слабо выраженной гнейсовидной текстурой. Эти породы относительно меланократовые и отличаются повышенным содержанием апатита и титаномагнетита (табл. 32).

По отношению к роговой обманке и кварцу структура описываемых пород характеризуется идиоморфизмом плагиоклаза. Последний образует призматические кристаллы размером 1—4 мм, без закономерной пространственной ориентировки. Более крупные кристаллы плагиоклаза обычно сдвойникованы по альбит-карлсбадскому и карлсбадскому законам, мелкие в основном по альбитовому. Строение крупных кристаллов плагиоклаза зональное: ядро содержит на 3—4% анортитового компонента больше, чем наружная часть.

Пространство между зернами плагиоклаза занято ксеноморфными, по форме изометрическими выделениями роговой обманки, биотита, кварца размером 1-2 мм, заполненными (за исключением кварца) включениями апатита и титаномагнетита.

Плеохроизм роговой обманки относительно слабый для этого минерала: от бледно-зеленого по Ng до буровато-желтого цвета по Np. Биотит плеохроирует от красно-бурого до почти бесцветного. Зерна кварца обладают сильновыраженным волнистым погасанием.

Апатит в подавляющем большинстве образует изометрические или слабо вытянутые, кристаллографически плохо ограниченные зерна. Сфен встречается в виде изометрических зерен с плохо выраженным идиоморфизмом, приуроченных в основном к роговой обманке. Титаномагнетит образует неправильно-изометрические выделения размером до 1 мм. В анишифах видно, что титаномагнетит распадается на гематитсодержащий ильменит и магнетит. Из рудных минералов, кроме титаномагнетита, наблюдаются еще мелкие редкие зерна пирита и халькопирита.

Гранодиориты массивов Таадиквере и Массо

Гранодиориты вскрыты скважинами 94 Таадиквере и 360 Массо. Мощность пробуренной части составляет 73 м в скв. 94 и 69 м в скв. 360.

По магнитометрическим данным гранодиориты Таадиквере слагают массив неправильно округлой формы диаметром около 5—6 км. Гранодиориты, вскрытые скв. 94, представляют зеленовато-красные порфировидные породы с гнейсовидной текстурой, подчеркнутой субпараллельным расположением скоплений биотита и роговой обманки. Форма порфировидных вкрапленников (порфиробласты размером до 2х3 см) призматическая или округлая. Они сложены в основном плагиоклазом и в меньшей мере калие-

вым полевым шпатом. Иногда вкрапленники калишпата содержат "ядра" плагиоклаза или кварца.

Основная масса породы среднезернистая и сложена главным образом кварцем, плагиоклазом, биотитом и роговой обманкой. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз как в вкрапленниках, так и в основной массе представлен андезином. В основной массе породы он образует таблитчатые кристаллы размером 1-3 мм, иногда содержащие мелкие округлые включения кварца или пластинчатые антипертитовые вростки нерешетчатого калиевого полевого шпата. Зональное строение отсутствует или развито очень слабо. Плагиоклаз сдвойникован по альбит-карлсбадскому и альбитовому законам. Калиевый полевой шпат в основной массе породы обнаруживает явно более позднее происхождение, развиваясь в виде ксеноморфных зерен по плагиоклазу. Решетчатое строение не наблюдается. Кварц характеризуется резко выраженным волнистым погасанием, форма зерен неправильно-изометрическая с извилистым очертанием. Размер зерен достигает 3 мм.

Роговая обманка и биотит обнаруживают тенденцию к кучному расположению; роговая обманка представлена гипидиоморфными короткопризматическими зернами с плеохроизмом от грязно-зеленого до буроватожелтого цвета. Биотит образует пластинки, реже изометрические выделения с неровными краями; плеохроирует в бурых тонах.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, рудные титаномагнетитом и пиритом. Апатит встречается в виде округлых зерен или их скоплений, распределенных неравномерно по породе. Размер отдельных зерен доходит до 2 мм. Циркон встречается в виде мелких овальных зерен без зонального строения.

По своему генезису гранодиориты вряд ли являются чисто магматическими. В их формировании, по-видимому, немаловажная роль принадлежит и метасоматическим процессам. По геофизическим данным диаметр округлого массива Массо почти доходит до 2 км. Гранодиориты скв. 360 несколько отличаются от описанных выше. Они представляют розовато-серые порфировидные породы с гнейсовой текстурой. В разрезе скв. 360 они заметно катаклазированы.

По химическому составу породы занимают промежуточное положение между гранодиоритами и диоритами (SiO_2 61–68%).

В основной гипидиоморфнозернистой массе, состоящей главным образом из кварца, калишпата, плагиоклаза, биотита и роговой обманки, встречаются порфировидные, вытянутые вдоль гнейсоватости выделения (порфиробласты?) калишпата размером до 2х3 см.

Плагиоклаз (андезин № 31—42) образует изометрические зерна разных размеров, нередко серицитизированных и местами замещенных калишпатом. Последний встречается как в основной массе, так и в фенокристаллах. Обладает нерешетчатым или груборешетчатым строением и нередко образует пертитовую структуру. Кварц присутствует в виде небольших, неправильно вытянутых трещиноватых и катаклазированных зерен волнистого и мозаичного погасания. Биотит образует небольшие вытянутые чешуйки, плеохроирующие от бесцветного до зеленого цвета. Обычно

биотит связан с акцессорными и рудными минералами и нередко замещается зеленым мусковитоподобным минералом.

Акцессорные представлены сфеном (1-5%), апатитом, цирконом и флюоритом, рудные магнетитом (титаномагнетитом) и пиритом.

КОМПЛЕКС ПОРОД ТАЛЛИНСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ

Породы Таллинской структурной зоны изучены многими скважинами, углубленными в фундамент на 2—420,7 м (в среднем 76,5 м).

В Таллинской структурной зоне широко распространены биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, глиноземистые и биотитовые (слюдяные) гнейсы, кварц-полевошпатовые гнейсы. В меньшем количестве, но все-таки довольно часто, попадаются гранито-гнейсы и амфиболиты. В одном случае обнаружены магнетитовые кварциты.

Интрузивные породы, установленные в единичных случаях, представлены габбро и кварцевыми диоритами. Ультраметагенные образования имеют вид главным образом жильных обособлений варьирующего гранитового состава. По происхождению исходного материала гнейсы Таллинской структурной зоны — первично-вулканогенные и первично-осадочные. Химический состав пород Таллинской структурной зоны приведен в табл. 33.

Биотит-амфиболовые гнейсы

Биотит-амфиболовые гнейсы одни из самых распространенных метаморфических пород в Таллинской структурной зоне. Они славают как самостоятельные пачки, так и прослои в биотитовых плагиогнейсах, с которыми имеют переходные контакты. Местами биотит-амфиболовые гнейсы ассоциируют с кварц-полевошпатовыми гнейсами и амфиболитами. Биотит-амфиболовые гнейсы представляют однообразные мелко- до среднезернистых серые с зеленоватым оттенком породы с тонкополосчатой или сланцеватой текстурой, созданной чередованием светлых и темных полосок мощностью 1—3 мм или расположением темноцветных минералов в одном направлении. Мигматизированные гнейсы местами обладают очковой текстурой. Очки продолговатой формы и состоят из кварц-плагиоклазового агрегата. Обычно они окружены каемками биотита и роговой обманки.

Структура нематогранобластовая, лепидогранобластовая, гранобластовая и редко порфиробластовая. Минеральный состав несколько варьирует (табл. 34), но принципиальных различий в нем не наблюдается. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой, биотитом, реже микроклином. Из светлоокрашенных минералов по содержанию всегда на первом месте стоитплагиоклаз, среди темноцветных минералов пребладает то роговая обманка, то биотит. Повышенным содержанием рудных минералов отличаются гнейсы в скважинах 14, Ф-108, Ф-129.

Плагиоклаз образует неправильные по форме таблитчатые зерна, часто обладающие извилистыми контурами. Плагиоклаз сдвойникован по альбитовому, периклиновому и реже по альбит-карлсбадскому законам. В гнейсах скв. Ф-130 плагиоклаз образует также более крупные выделения, сдвойникованные по карлсбадскому закону. Возможно, что они представляют бывшие фенокристаллы исходной вулканогенной (?) породы. Состав пла-

Таблица 33 Химический состав пород Таллинской структурной зоны (в мас.%)

№ п.п.	Номер	· exam		Комп	гонент		
	образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	2	3	4	5	6	7	8
		Биоти	говые п	лагиоги	нейсы	1	
1	1031710	63,22	0,83	14,51	4,21	3,01	0.07
2	1031757	57,04	1,60	15,72	5,67		0,07
3	1082880	62,20	0,70	16,29	2,26	4,45	0,13
4	1292172	61,54	0,92	15,28	3,21		0,13
5	1352180	65,40	0,73	13,57	2,25	4,09	0,12
6	1352495	61,90	0,88	14,76	1,67	4,40	0,18
7	1362558	66,96	0,46	14,35	1,67	6,17	0,11
8	1363011	67,68	0,31	14,11	1,59	2,98	0,15
						2,10	0,13
9	10/1/55	D M O T M T-		ловые г			
10	1041652	60,94	0,96	16,20	1,49	4,53	0,14
11	1073198	62,50	1,07	14,06	1,69	5,05	0,14
12	1082730	55,20	0,99	17,48	2,40	5,98	0,19
13	1082775	56,32	0,64	17,17	3,41	5,24	0,15
	1093605	47,52	2,15	19,01	2,55	8,14	0,33
14	1163860	58,76	0,79	14,08	1,67	5,88	0,11
15	1164670	58,20	0,96	12,62	1,89	6,21	0,12
16	1172345	53,44	1,08	16,12	2,96	6,46	0,17
17	1172643	57,40	0,94	15,50	2,27	5,68	0,15
18	1292280	63,74	0,80	14,18	3,54	3,65	0,14
19	1302216	60,34	0,66	15,30	2,10	5,22	0,10
20	1302360	62,74	0,70	14,44	1,92	4,67	0,11
21	1341953	55,16	0,85	13,65	1,59	7,40	0,14
22	1372818	61,56	0,60	14,62	1,73	4,27	0,14
23	1373200	62,34	0,68	14,79	2,08	4,41	0,11
24	141442	53,40	1,89	14,28	3,09	7,68	0,16
			Амфиб	олиты			
25	1092685	51,68	0,68	12,63	2,35	7,18	0,17
26	1123275	51,60	0,41	8,03	2,40	8,84	
27	1222110	48,38	0,70	13,71	1,62	7,40	0,20
28	1272124	48,24	1,06	16,24	2,82	7,11	0,16
29	1323235	52,62	1,02	14,91	3,42	6,55	0,22
30	1341950	55,66	0,72	14,27	2,20		0,18
31	1413680	47,60	0,93	11,84	1,64	6,54 8,72	0,14 0,21
K	варц-поле						0,21
32	1012025	73,04	0,23				
33	1093765	71,58	0,23	13,09	0,96	1,72	0,03
34	1113155	75,74	0,40	12,76	0,86	1,65	0,04
35	1142470	72,46	0	12,16	0,11	1,09	0
36	1142765	72,54		13,09	0,32	1,32	0,03
37	1182062	74,66	0,21	13,30	0,95	1,73	0,01
38	1182230		0,26	12,50	0,84	1,36	0,04
39	1323160	72,60	0,31	12,22	1,89	1,64	0,02
,	1020100	67,66	0,23	14,33	1,95	1,74	0,05

				Комп	онент				7
MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P2 O5	Sобщ	CO ₂	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
9	10	11	12	. 13	14	15	16	17	18
- 81.0		Би	OTHTO	выепл	пагиог	нейсы		engli	
252	5.00		1,89	0,17	0,20	0,17	0,33	0.64	99,78
2,53	5,80	2,20		0,21	0,04	-	0,16	0,62	99,60
3,28	5,38	2,70	2,60		0,27	_ 10 2	0,22	0,86	99,87
1,72	4,68	4,75	1,75	0,27	0,12	0,02	0,24	0,41	99,55
2,70	5,80	2,60	2,33	0,17	0,04	0,02	0,14	1,47	99,60
1,65	4,05	2,94	2,49		0,19		0,19	1,94	99,55
1,91	4,47	3,00	1,93	0,43	0,19		0;16	1,35	99,69
1,75	4,45	2,95	2,14	0,16	0,10	0,37	0,26	0,22	100,26
1,80	4,26	4,60	2,60						0.08
					повые	гнеис	0,25	0,95	99,57
2,45	5,84	3,35	2,15	0,32	0.17	100	0,23	0,75	99,60
3,20	3,98	3,30	3,30	0,21	0,17	-		1,13	99,79
2,95	5,95	4,60	2,35	0,36	0.10	0.27	0,21	0,63	99,86
2,34	6,39	4,22	2,30	0,40	0,19	0,27	0,29	1,44	99,71
4,14	7,32	3,10	3,20	0,66	0,03	0.14		0,33	100,40
4,97	5,46	4,95	2,66	0,21	0,10	0,14	0,29	1,56	99,74
8,16	4,35	2,50	2,40	0,18	-	- 0.10	0,59		99,76
4,43	8,37	2,80	1,81	0,54	0,05	0,10	0,11	1,32	99,71
3,70	6,98	2,80	2,40	0,23	0,29	- 60	0,13	1,24	100,20
2,36	7,15	2,10	1,22	0,18	0,15	-	0,19	0,80	99,70
3,96	6,74	2,28	1,33	0,19	0,05	-	0,13	1,30	99,72
3,48	5,55	1,98	2,28	0,19	0,14	-	0,12	1,40	99,68
7,51	7,05	1,03	2,40	0,28	0,12	-	0,18	2,32	100,13
3,67	5,97	3,95	1,65	0,19	0,53	0,07	0,3	0,88	99,58
3,68	5,23	2,28	2,14	0,14	0,05		0,16	1,49	99,85
4,33	8,19	2,43	1,80	0,65	0,13	0,25	0,22	1,35	99,03
				Амфи	болит			0.60	00.66
9,26	9,42	- 2,64	2,00	0,28	0,36	0,06	0,31	0,63	99,65
14,96	7,01	0,48	2,17	0,12	0,21	0,75	0,59	1,97	99,74
10,27	9,38	3,30	2,30	0,13	0,14	0,15	0,42	2,07	100,13
7,53	9,62	3,00	1,80	0,26	0,24	-	0,50	1,18	99,83
6,55	8,16	2,17	1,23	0,45	0,18	to Bar	0,21	2,04	99,69
6,04	8,54	1,21	1,17	0,22	0,13	-	0,18	2,70	99,7
12,73		0,36	2,60	0,21	0,15	0,17	0,35	2,56	99,50
	Квари	ц-полен	вошпа	товые				о-гнейс	
0,74	3,32	2,48		0,07	0,26	0,17	0,24	0,51	99,5
1,02	2,78	2,50	5,30	0,21	-	- 40	0,35	0,37	99,8
0,23	1,38	3,15	5,50	0,02	0,11	0,08	0,20	0,12	99,8
0,23	1,58		7,41	0,20	0,17	0,20	0,23	0,13	99,6
	2,22		4,60	0,11	0,13	0,03	0,25	0,22	100,0
0,77	1,58		3,70	0,05	-	33-1	0,11		99,7
	1,76		5,65	0,10	0,12	0,08	0,22		99,5
0,59	1,/0	2,33	4,10	0,07	0,05	_	0,14		99,6

1	2	3	4	5 .	6	7	8
	Кварц-пол	евошпа	TORNET	нейсы и	грани	то-гней	CH
40	1341475	71,50	0,19	14,39	1,03	1,72	0,04
41	1341793	66,48	0,42	16,13	0,77	4,05	0,11
42	141712	65,36	0,44	15,53	1,69	3,71	0,18
43	151643	72,52	0,07	13,20	1,25	1,26	0,08
	Гли	ноземис					
44	1021987	58,80	0,99	19,23	1,27	6,92	0,08
45	1103885	57,72	0,60	14,52	2,20	8,19	0,04
46	1104330	59,46	0,81	15,37	1,36	8,80	0,48
47	1132315	56,20	0,64	19,74	1,58	6,88	0,08
48	1132612	58,14	0,92	20,10	0,82	6,75	0,08
49	1134206	60,62	0,60	18,07	1,31	5,68	0,03
50	1134575	62,58	0,56	17,57	1,08	5,75	0,05
51	1211667	62,72	0,74	16,82	1,56	5,61	0,12
52	1211840	54,62	0,49	20,49	2,28	5,50	0,10
			1,01	17,79	1,11	5,90	0,10
53	1252294	60,40		20,42			
54	1331946	56,72	0,60		1,31	7,62	0,12
55	1332191	58,22	0,65	18,87	2,22	7,07	0,12
56	1392925	50,82	1,52	18,76	3,94	6,34	0,21
57	1392967	60,26	0,70	18,55	1,89	3,99	0,19
58	1022175	68,62	0,52	14,32	3,50	1,80	0,13
59	1104245	69,66	0,55	12,83	1,25	3,45	0,02
60	1104385	65,96	0,49	14,27	1,02	4,74	0,02
61	1122895	69,42	0,75	14,40	0,56	3,65	0,05
62	1122952	63,46	0,71	14,11	0,73	4,19	0,07
63	1132516	70,62	0,43	13,09	0,76	3,38	0,06
64	1133625	69,94	0,65	13,84	0,44	4,09	0,06
65	1232143	70,98	0,56	12,93	0,87	3,81	0,06
66	1332095	73,64	0,34	13,92	0,78	2,04	0,03
67	1393490	56,70	0,80	18,96	4,36	4,24	0,10
68	1394276	53,68	1,40	18,53	4,56	6,19	0,24
69	1394343	56,12	0,76	19,66	4,51	4,03	0,18
70	1413500	67,72	0,51	13,19	0,89	2,98	0,04
71	1413658	61,40	0,60	14,46	1,38	5,89	0,17
72	A4368	65,64	0,70	14,40	1,10	3,64	0,03
		Магне	титовы	еквари	иты		
72	1262505		0,40	12,38	7,18	7.00	205
73	1362585	57,66				7,90	2,85
74	1362638	52,72	0,40	10,10	13,06	7,11	3,30
75	1362655	44,80	0,44	8,28	20,50	10,83	3,63
76	1362713	49,34	0,38	8,06	18,30	9,05	3,38
77	1362774	48,54	0,41	8,27	18,34	10,12	3,17
78	1362792	50,94	0,33	8,15	14,28	9,49	2,90
79	1362867	44,56	0,39	9,43	13,76	11,00	6,80
		Га	бброид	тиорити	J		
90	1242010					0.07	0.20
80 81	1243010	47,92	2,95 0,58	13,68 14,95	5,02	8, 87 2,84	0,20
× 1	402360	64,70	II YX	14 41	2,22) X/L	0,07

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
К	варц-п	олево	шпато	выег	нейсы	играл	нито-г	нейсь	I
0,95	3,43	2,67	2,28	0,09	0,11	- 30	0,14	1,32	99,8
1,58	3,94	3,45	1,43	0,22	0,19	-	0,10	0,91	99,7
1,64	3,88	3,47	2,48	0,14	0,14	0,22	0,20	0,59	99,6
0,62	1,57	1,80	5,77	0,04	0,11	0,06	0,29	0,94	99,5
	Г	линоз	вемист	гые и б	иотит	овые	гнейст	ы	
3,00	0,86	1,55	5,47	0,08	0,26	_ 28	0,21	0,87	99,5
3,14	2,28	1,06	2,50	0,10	2,82	0,66	0,52	3,22	99,5
3,29	1,11	0,55	4,55	0,17	1,71	_ 00	0,48	2,18	100,3
2,85	1,99	2,14	5,15	0,05	0,31	0,10	0,39	1,65	99,7
2,78	1,39	2,45	4,60	0,12	0,25	_	0,34	0,91	99,6
2,68	2,80	3,00	2,41	0,05	0,21	0,11	0,38	1,58	99,5
2,53	2,12	2,42	2,72	0,05	0,38	0,09	0,42	1,50	99,8
2,58	1,81	2,60	3,00	0,03	0,38	0,09			
2,79	2,40	3,23	4,33			0.10	0,41	1,26	99,5
				0,06	0,16	0,10	0,71	2,42	99,6
3,06	1,73	1,85	4,60	0,10	0,12	-	0,28	1,80	99,8
3,65	1,15	1,33	4,33	0,06	0,27	ONE MAN	0,17	1,87	99,6
3,33	1,70	1,58	3,79	0,05	0,08	-	0,31	2,03	100,0
2,74	7,94	4,22	1,50	0,22	0,22	0,16	0,31	1,05	99,9
2,23	6,30	2,28	1,56	0,16	0,20	-	0,15	1,25	99,7
2,04	3,01	3,70	1,60	0,15	0,16	0,06	0,21	0,33	100,1
2,25	3,33	2,80	1,55	0,15	0,63	0,23	0,32	0,82	,99,8
2,44	3,91	2,80	1,30	0,13	1,56	0,25	0,24	1,00	100,1
1,90	2,63	3,00	3,00	0,05	0,07	-	0,18	0,56	99,8
5,78	2,66	4,40	2,70	0,02	0,14	-	0,26	0,97	100,2
1,48	3,19	3,46	1,32	0,09	0,32	0,17	0,23	1,14	99,7
1,81	1,83	3,00	3,10	0,04	0,21		0,17	0,86	100,0
1,79	2,72	2,15	2,28	0,16	0,12	_	0,16	1,08	99,6
1,36	2,23	2,33	2,14	0,04	0,14	_	0,21	0,64	99,8
2,21	7,87	1,16	1,67	0,26	0,06	_	0,14	1,17	99,7
3,07	7,01	0,91	2,07	0,25	0,07	-	0,11	1,47	99,5
1,91	9,02	1,05	1,09	0,26	0,06		0,15	1,25	100,0
1,28	3,10	4,45	4,30	0,14	0,12	0,24	0,13	0,45	99,6
3,28	5,30	3,58	2,35	0,16	0,12	0,22		0,45	99,8
3,20	2,97	3,12	2,53	0,17	0,14	-	0,31	1,64	99,6
			Maruet.	UTOBL	те ква	nuurt			
2,32	4,55	1,50	1,39	0,15	0,52	рцигы	0,16	0,61	99,5
2,76	4,89	1,58	2,20	0,15	0,1		0,12	1,09	99,5
	4,64								
2,52		0,57	2,14	0,18	0,11		0,09	0,96	99,6
2,30	4,89	0,50	1,88	0,17	0,12		0,09	1,16	99,6
2,35	3,83	0,58	2,57	0,18	0,12		0,09	1,03	99,6
3,14	5,41	1,44	2,50	0,13	0,11	0,29	0,22	0,68	100,0
3,61	7,01	1,59	1,20	0,12	0,16	0,09	0,13	0,41	100,2
			Габ	брои	диори	ТЫ			
4,28	8,55	2,96	1,95	1,37	0,33	0,23	0,28	1,32	99,9
2,63	4,52	2,70	2,88	0,19	0,08	0,38	0,30	0,78	99,8
2,00	7,02	2,70	2,00	0,19	0,00	0,50	0,50	0,70	77,0

Таблица 33 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
			Гран	иты			
82	1222255	70,65	0,22	13,94	0,62	2,18	0,04
83	1102837	70,08	0,26	13,99	0,55	1,51	0,01
84	1093740	71,28	0,20	14,90	1,03	1,31	0,06
85	1102883	72,22	0,11	13,55	0,99	0,56	0,01
86	1135499	73,68	0,04	14,05	0,49	0,43	0,04
87	1164597	71,64	0.18	13,95	0,30	1,21	0,03
88	1142461	72,82	0,22	13,05	0,36	1,49	0,02
89	1261890	71,24	0,13	14,44	0,53	1,68	0,07
90	1323475	69,00	0,25	12,85	5,17	3,05	0,01

Примечание не определялся, но содержание его ниже чувствительности метода. Название породы. Плагиогнейсы: 1, 3, 4, 6 — биотитовый, 2 — обогащенный титаномагнетитом, 5 — биотитовый с роговой обманкой, 7, 8 — эпидотизированный биотитовый; гнейсы: 9—15, 20—23 — роговообманково-биотитовый, 16—19, 24 — биотит-роговообманковый; амфиболиты: 25—30 — биотитовый, 31 — биотитовый с графтом (параамфиболит); гнейсы: 32, 33, 36, 39 — биотит-кварц-полевошпатовый, 34, 35, 41 — с гранатом, 37, 38, 40 — биотит-кварц-полевошпатовый, 34, 35, 41 — с гранатом, 37, 38, 40 — биотит-кварц-полевошпатовый с мусковитом; гранито-гнейсы: 42 — микроклин-плагиоклазовый, 43 — плагиоклаз-микроклиновый, гнейсы: 44, 51 — кор- пранитоми и мусковитом, 45 — то же, с графитом, 52 — кордиерит-биотитовый с силлиманитом и мусковитом, 45 — то же, с графитом, 52 — кордиерит-транат-силлиманит-биотитовый, 46 — то же, с графитом, 47 — силлиманит-кордиерит-биотитовый с мусковитом, 54 — гранат-кордиерит-биотитовый, 55 — силлиманит-кор- пранат-кордиерит-биотитовый, 55 — силлиманит-кор-

Таблица 34 Количественно-минеральный состав биотит-амфиболовых гнейсов (в об. %)

№ п.п.	Номер образца	Pl	Ksp	Q	Hb1	Bi	Ap	Ti	Erz	Nº PI
1	1041652	53,7	_	18,5	7,8	19,0	0,8	0,1	0,1	41
2	1082730	60,5	0,3	5,0	11,4	21,6	0,9	-	0,3	37
3	1082775	64,8	-	11,8	8,0	12,5	0,8	_	2,1	37
4	1093605	52,3	10,1	10,6	9,9	15,4	0,8	0,9	-	41
5	1163860	42,9	-	23,1	8,1	25,5	0,4	-	-	36
6	1164670	35,2	-	33,4	8,1	22,4	0,2	-	0,7	38
7	1164923	43,4	-	23,0	13,1	20,2	0,1	-	0,2	36
8	1172345	42,9	-	11,3	24,8	17,9	0,6	2,5	-	39
9	1172643	42,8	4,8	13,2	23,7	14,4	0,4	0,6	0,1	38
10	1292280	42,7	-	21,1	19,8	12,7	0,3	-	3,4	51
11	1302216	41,2	-	19,1	28,9	10,0	0,5	0,1	0,3	49
12	1302360	37,8	2,0	24,4	9,0	24,5	0,7	-	-	48
13	1341953	37,3	-	18,7	16,3	26,0	1,7	-	-	42
14	1372818	43,7	0,4	23,7	11,3	19,8	0,2	0,5	0,4	42
15	1373200	37,5	-	27,9	8,5	23,9	0,5	1,7	-	41
16	141442	40,7	-	10,3	27,4	18,6	1,0	0,1	1,9	46
17	601960	43,2	-	13,9	25,5	14,0	0,2	1,3	0,7	47

Примечание. Для Ер определены N° 12 и N° 17 соответственно 1,6 и 1,2 об. %.

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
el pen	Lessel May		(525-16-16-16-16-16-16-16-16-16-16-16-16-16-	Гран	ниты	Carage			1
0,94	2,63	4,15	3,20	0,04	0,20	0,24	0,22	0,32	99,59
0,70	2,20	2,50	6,40	0,05	0,25	9701569	0,17	1,14	99,81
0,34	2,55	3,40	4,40	0,04	0.03	- 15 Ng	0,11	0,27	99,92
0,30	1,95	1,30	8,40	0,14	0,23		0,17	0,41	100,34
0,32	0,87	3,50	5,80	0,10	0,23	-	0,11	0,56	100,22
0,72	1,95	2,50	6,30	0,04	0,20	- 514	0,15	0,75	99,92
0,76	1,60	2,70	5,80	0,09	0,20		0,16	0,45	99,72
0,88	2,52	2,45	5,05	0,04	_	_	0,32	0,43	99,78
0,43	3,89	4,12	0,75	0,02	0,10	_	0,21	0,44	100,29

диерит-биотитовый с гранатом, 57 — гранат-биотитовый, 56 — то же, с силлиманитом, 62, 65, 67, 72 — биотитовый, 61, 63, 69, 71 — то же, с гранатом, 58, 64 — то же, с кордиеритом, 70 — биотитовый с мусковитом, 59 — то же, с гранатом, 60 — биотиовый с кордиеритом, графитом, сульфидами, 66 — биотитовый с кордиеритом, силлиманитом, 68 — биотитовый с гранатом, силлиманитом; 73, 74, 76—79 — гранат-роговообманковый магнетитовый кварцит; 75 — то же, с клинопироксеном; 80 — обогащенное титаномагнетитом офитовое габбро; 81 — кварцевый диорит; гнейсо-гранит: 82 — среднезернистый микроклин-плагиоклазовый, 83 — среднезернистый плагиомикроклиновый, гранит: 84 — микроклин-плагиоклазовый пегматоидный, 85 — плагиомикроклиновый пегматоидный, 86 — гранатсодержащий мусковит-плагиоклазовый пегматоидный, 87, 88 — среднезернистый плагиомикроклиновый, 89 — крупнозернистый гранатсодержащий плагиомикроклиновый, 90—среднезернистый плагиогранит.

Анализы выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР. 1-12, 14-32, 34-82 — аналитик М.Л. Калкун; 13, 33, 83-89 — аналитик О.С. Саунина; 90 — аналитик А.И. Озерова.

гиоклаза относительно постоянный -37-51 мол. % анортитового компонента. Кварц встречается в виде мелких неправильных зерен извилистого и полигонального очертания. Иногда он образует линзовидные скопления (скважины Φ -117, Φ -129, Φ -130). Калишпат представлен микроклином, образующим ксеноморфные зерна, нередко замещающие плагиоклаз.

Роговая обманка образует удлиненные или изометрические гипидиоморфные зерна, плеохроирующие от густо-зеленого, зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Np. Иногда она образует порфиробласты с включениями зерен кварца и плагиоклаза. По данным химического анализа, железистость роговой обманки составляет 50,2-64,7 мол. %. Кроме роговой обманки, в единичных случаях обнаружен куммингтонитовый амфибол (скважины Φ -116, Φ -112). Биотит встречается в виде листочков и чещуек, ориентированных согласно с гнейсовидностью. Иногда скопления мелких чещуек окружают зерна плагиоклаза, кварца, роговой обманки. Плеохроизм от коричневого, бурого по Ng до светло-желтого по Np. Местами, особенно в породах из зон тектонических нарушений, биотит явно развивается по роговой обманке. Железистость биотита по данным химического анализа составляет 46,6-61,7 мол. %.

Самый распространенный акцессорный минерал — апатит — в морфологическом отношении разнообразен и образует длиннопризматические, призматические и бесформенные кристаллы. Сфен состоит из мелких неправильных зерен, приуроченных к биотиту и роговой обманке. Форма зерен циркона овальная или призматическая. Рудные минералы представлены магнетитом (сильно преобладает), пирротином, пиритом, халькопиритом.

Амфиболиты

Амфиболиты в Таллинской структурной зоне вскрыты девятью скважинами, разрез которых показал, что эти породы редко слагают скольконибудь существенную часть разреза. Обычно на долю амфиболитов приходится менее 10% от общей протяженности изученного разреза.

На основе изучения минерального и химического состава и текстурноструктурных особенностей амфиболитов, а также взаимоотношений их с вмещающими породами можно прийти к выводу, что в большинстве случаев амфиболиты обнаруживают сходство с ортопородами. Лишь амфиболиты, вскрытые скв. Ф-141, можно, по-видимому, интерпретировать как парапороды.

Ортоамфиболиты Таллинской структурной зоны залегают во вмещающей толще (биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, кварц-полевошпатовые, гранито-гнейсы) в виде маломощных жил и прослоев. Иногда на контакте амфиболитов и гнейсов развиты скопления биотита. Ортоамфиболиты представляют мелко- и среднезернистые серовато-зеленые породы с полосчатой текстурой. Иногда развита пятнисто-полосчатая текстура, обусловленная ориентированным расположением скполений амфибола. Структура гранобластовая, нематогранобластовая, порфиробластовая. По минеральному составу (табл. 35, № 1—6) амфиболиты относятся к биотитовым разновидностям. Количественные соотношения плагиоклаза и амфибола изменчивы: иногда преобладает амфибол, иногда плагиоклаз. Из акцессорных и рудных минералов распространены апатит, сфен, магнетит, пирит, пирротин.

Параамфиболиты скв. Φ -141 встречаются в виде маломощных прослоев в пачке гнейсов глиноземистого ряда. Контакты с вмещающими гнейсами четкие, согласные. По внешнему виду — это зеленовато-серые среднезернистые породы с хорошо выраженной сланцеватой текстурой. По минеральному составу (табл. 35, № 7) они являются биотитовой разновидностью. Обращает на себя внимание высокое содержание темноцветных минералов, а также присутствие графита. Структура гранобластовая. В отличие от ортоамфиболитов в параамфиболитах состав роговой обманки — переходный к тремолит-актинолитовому амфиболу.

Таблица 35 Количественно-минеральный состав амфиболитов (в об. %)

№ п.п.	Номер образца	P1	Q	Hbl	Bi	Ap	Ti	Erz	Nº PI
1	1092685	36,5	5,6	40,4	15,3	0,7	0,1	_	48
2	1123275	28,7	16,2	44,1	10,6	_	_	0,4	74
3	1222110	31	8,3	42,4	18	0,3	_	_	49
4	1272124	51	0,6	33,2	14,4	0,8	-	*	44
5	1323235	44,5	3,5	37,1	12,3	0,8	0,5	0,5	39
6	1341950	37	14,9	32,9	13,5	0,4	0,8	0,5	44
7	1413680	17,3	0,9	53.5	26,6	0,2	0.7	0,3	75

П римечание. Для К
sp определен N° 1–1,4, для Ер — N° 5–0,8, для Graph — N° 7–0,5 об. %.

Биотитовые плагиогнейсы

Под таким названием объединены гнейсы биотит-кварц-плагиоклазового состава. В Таллинской структурной зоне эти породы широко распространены. Они слагают самостоятельные пачки или же переслаиваются с биотит-амфиболовыми и реже кварц-полевошпатовыми гнейсами. В разрезе скв. Ф-136 биотитовые плагиогнейсы представлены вмещающими породами магнетитовых кварцитов. Биотитовые гнейсы, входящие в комплексы глиноземистых гнейсов, здесь не рассматриваются. В Таллинской структурной зоне биотитовые плагиогнейсы обычно мигматизированы слабо. Гнейсы с более интеңсивной мигматизацией встречаются в разрезах скв. Ф-137, Ф-105, Ф-107.

Биотитовые плагиогнейсы — серые от мелко- до среднезернистых породы с тонкополосчатой или сланцеватой текстурой. В целом они довольно однообразны как по минеральному (табл. 36), так и по химическому (см. табл. 33, № 1—8) составу. Структура чаще всего лепидогранобластовая и лепидобластовая. Местами (скв. Ф-129, Ф-135) развиты элементы порфиробластовой структуры. В гнейсах из зон тектонических нарушений развиты катакластические структуры и очковые текстуры; "очки" состоят из мелкораздробленного и частично перекристаллизованного кварц-плагиоклазового агрегата. Из породообразующих минералов постоянно присутствуют плагиоклаз, кварц, биотит и спорадически микроклин. Из акцессорных минералов обычны апатит и сфен. Рудные минералы представлены магнетитом, пирротином, пиритом, халькопиритом, титаномагнетитом, гематитом.

Повышенным содержанием магнетита (до 5%) отличаются гнейсы скв. Ф-103, Ф-129, Ф-136.

Акцессорные и рудные минералы ассоциируют в основном с биотитом. Магнетит образует аллотриморфные зерна размером до 3 мм в диаметре. Пирротин встречается в виде неправильных зерен, частично замещенных пиритом. С пирротином связаны редкие зернышки халькопирита. Апатит образует призматические или округлые зерна размером до 1—2 мм, а сфен мелкие бесформенные выделения.

Таблица 36 Количественно-минеральный состав биотитовых плагиогнейсов (в об. %)

№ п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Bi	Ep	Ap	Erz	Nº PI
1	1031710	51,7	0,6	27,6	17	M + X	0,3	2,8	47
2	1031757	55,1	80-140	28,0	12,2	HVRT	0,3	4,4	45
3	1082610	53,9	4,1	23,1	16,3	307 70	0,3	2,2	37
4	1165404	40,6	10,9	27,4	20,8		0,1	0,2	38
5	1292172	45,2	The Party	29,9	20,9	1,2	0,3	2,5	42
6	1352180	42,0	5,3	26,1	21,9	-	0,6	0,2	31
7	1362558	34,1	2,9	34,8	19,1	8,9	0,2	-	34
8	1363011	36,0	11,1	29,3	18,1	4,3	0,2	1,0	35

П р и м е ч а н и е. Для Hbl определен N° 6 –2,8, для Ti — N° 3 и N° 6 соответственно 0,1 и 1,1 об. %.

Кварц-полевошпатовые гнейсы и гранито-гнейсы

Для Таллинской структурной зоны характерны метаморфические породы существенно кварц-полевошпатового состава. Они подразделяются на кварц-полевошпатовые гнейсы и гранито-гнейсы; первые более широко распространены и отличаются от вторых мелкозернистостью, а также менее ясно выраженной гнейсовидной текстурой.

Кварц-полевошпатовые гнейсы редко чередуются с другими супракрустальными породами и обычно слагают самостоятельные пачки, содержащие иногда жилы амфиболитов. В геологических разрезах кварц-полевошпатовые гнейсы контактируют с биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. Кварц-полевошпатовые гнейсы представляют собой красновато-серые однородные мелкозернистые породы со слабо выраженной гнейсовидной или массивной текстурой. В шлифах текстура почти всегда параллельная, обусловленная ориентированным расположением листочков биотита. Структура гранобластовая с изометрической формой зерен, редко лепидогранобластовая, порфиробластовая (скв. Ф-101, Ф-118), иногда напоминает гипидиоморфнозернистую (скв. Ф-134). Гнейсы из зон тектонических нарушений (скв. Ф-132) характеризуются бластокатакластической структурой.

Кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат слагают около 90% объема породы (табл. 37, N^0 1—10), количественные отношения полевых шпатов очень изменчивы. Из темноцветных минералов постоянно присутствует биотит, довольно часто добавляется мусковит и спорадически гранат. Рудные минералы представлены магнетитом, пирротином, пиритом. Из акцес-

сорных минералов чаще попадаются апатит, циркон, сфен.

Плагиоклаз в рассматриваемых породах представлен олигоклазом № 19—27 или андезином № 32—40; образует изометрические, редко призматические гипидиоморфные зерна, сдвойникованные по альбитовому, реже по периклиновому или альбит-карлсбадскому законам. Местами в плагиоклазе наблюдаются антипертитовые вростки калиевого полевого шпата и округлые включения кварца. Характерно для плагиоклаза его замещение микроклином и серицитизация.

Калиевый полевой шпат встречается в виде неправильно-изометрических зерен с ясно выраженным решетчатым строением. По рентгенометрическим определениям он представлен почти чистой триклинной разновидностью — микроклином. Рентгеновская триклинность $\Delta=0,8-1$. Часто в микроклине наблюдаются пертитовые включения плагиоклаза. Кварц встречается в виде неправильных зерен и реже тонкоагрегатных скоплений или более крупных линзовидных выделений (скв. Φ -101, Φ -118).

Биотит присутствует в виде листочков, мелких пластинок, чешуек, плеохроирующих от коричневого, бурого по Ng до буровато-желтого, соломенно-желтого по Np. Судя по плеохроизму, биотит представлен высокожелезистой разновидностью. Это подтверждается результатами химического анализа, согласно которым железистость биотита составляет 54,8—92,4 мол.%. Биотит нередко частично хлоритизирован. Мусковит имеет вид удлиненных листочков, ориентированных согласно с общей гнейсовидностью породы, или, что наблюдается чаще, мелких чешуек, окружающих выделения биотита; в последнем случае мусковит представляет новообразованный минерал, замещающий биотит.

Таблица 37

Количественно-минеральный состав кварц-полевошпатовых гнейсов и гранито-гнейсов (в об. %)

№ п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Bi	Mu	Gr	Ap	Erz	Nº P1
1	1012025	38,1	16,6	40	5,1	C TOWN	m <u>e</u> ro s	0,2		27
2	1093765	23,1	37	33,3	5,5	OG-GA	-	_	_	39
3	1113155	27,4	32,3	37,9	2,3		0,1	-	_0	19
4	1142470	16,5	50,7	29,7	2,1	11	0,9	0,1	8-02000	25
5	1142765	33	25,8	32,3	8,7	_	-	0,2	0-00	24
6	1182062	34	18,6	41,3	5,4	0,5	- 3	vo-	0,2	21
7	1182239	30,6	23,6	34,8	8,7	2,3		-	-	26
8	1323160	42,4	22,0	24,6	10	0,1	-	-	0,5	40
9	1341475	38,5	16,8	33,5	8,9	2,1	-	0,1	0,1	32
10	1341793	58,6	-	25,1	14,9	-	0,8	0,4	0,2	32
11	141712	42,7	11,2	28,5	16,4	-	1	0,1	0,1	36
12	151643	26,9	32,5	34,3	4,3	0,9	1		0,1	34

П р и м е ч а н и е. Для Ер определен N° 2 и N° 8 соответственно 0,4 и 0,4, для Ті — N° 2 — 0,7 об. %.

Гранат образует компактные зерна размером до 3 мм, цвет — буроваторозовый или фиолетово-красный. По данным химического анализа содержание пиропового компонента — 8,3-11,7 мол. %, альмандинового — 70,7-74 мол. %.

Совместно с биотитом встречаются акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, ортит. Вокруг зерен циркона и ортита иногда развиты слабые плеохроичные дворики. Циркон имеет вид мелких овальных или короткопризматических зерен, иногда зонального строения. Форма зерен апатита короткопризматическая или округлая. Сфен представлен мелкими бесформенными зернами.

Гранито-гнейсы слагают самостоятельные монотонные пачки. По внешности это однообразные среднезернистые красновато-серые гранитные породы с четко выраженной гнейсовидной структурой, иногда содержащие редкие фиолетово-красные зерна граната. Гнейсовидная текстура обусловлена субпараллельным расположением скоплений биотита или чередованием полос, состоящих в основном из биотита или полевого шпата и кварца. Структура гранобластовая, реже гипидиоморфнозернистая.

Минеральный состав гранито-гнейсов (табл. 37, № 11, 12) принципиально не отличается от состава кварц-полевошпатовых гнейсов. Порода на 85—95% слагается калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем. Главный темноцветный минерал в гранито-гнейсах — биотит.

Калиевый полевой шпат в гранито-гнейсах представлен яснорешетчатым микроклином. Образует изометрические или слабо удлиненные зерна с изменчивой степенью идиоморфизма. В большинстве случаев зерна микроклина характеризуются резко выраженным ксеноморфизмом. Однако иногда попадаются и гипидиоморфные таблитчатые зерна. Микроклин интенсивно замещает плагиоклаз. На контакте зерен микроклина и плагиоклаза разви-

ты каймы из свежего альбита и мирмекита. Плагиоклаз (кислый андезин) образует неправильные по форме таблитчатые зерна, обычно несколько более идиоморфные, чем зерна микроклина. Наблюдаются двойники по альбитовому, реже периклиновому, альбит-карлсбадскому законам. Плагиоклаз часто серицитизирован. Кварц встречается в виде неправильно изометрических зерен с извилистыми очертаниями.

Биотит образует листочки, пластинки, бесформенные выделения, распределенные равномерно по породе или обособленные в отдельные полоски. Он характеризуется сильным плеохроизмом от коричневого по Ng до соломенно-желтого по Np и высокой железистостью — 64.9-66.5 мол. % по данным химического анализа. К биотиту приурочены чешуйки мусковита. Гранат образует неправильные зерна, вокруг которых иногда развита кайма из плагиоклаза. Гранат обычно встречается в обогащенных биотитом участках породы. Содержание пиропового компонента — 7.7-11.7 мол. %, альмандинового — 76.3-79.0 мол. %.

Набор акцессорных и рудных минералов примерно такой же, как и в кварц-полевошпатовых гнейсах: чаще встречаются апатит, циркон, магнетит, редко пирротин, пирит. Циркон обычно включен в биотит; вокруг зерен циркона развиты плеохроичные дворики.

Глиноземистые гнейсы

В группу глиноземистых гнейсов объединены как собственно глиноземистые гнейсы, т.е. гнейсы, содержащие в значительных количествах богатые алюминием минералы, — кордиерит, сиплиманит, гранат, так и ассоциирующие с ними биотитовые гнейсы, состоящие в основном из полевого шпата, кварца и биотита. Ниже первые называются глиноземистыми, вторые биотитовыми гнейсами.

Глиноземистым и связанным с ними биотитовым гнейсам принадлежит

Таблица 38 Количественно-минеральный состав глиноземистых гнейсов (в об. %)

№ п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Bi
	10000	10.0	22.6	5,7	27,1
1	1021987	19,9	23,6		
2	1103885	9,4	18,5	36,1	20,7
3	1104330	5,0	-	29,5	30,5
4	1132315	22,8	26,7	6,0	21,7
5	1132612	21,2	7,5	15,0	20,7
6	1134206 -	31,9	0,2	19,6	32,2
7	1134575	24,4	11,8	15,5	19,1
8	1211667	18,0	17,9	24,7	25,0
9	1211840	20,6	5,0	14,8	33,8
10	1252294	28,4	4,2	30,0	24,0
11	1331946	13,7	10,0	9,9	28,1
12	1332191	21,4	.23,3	14,8	23,0
13	1392925	51,8	haza — Control	12,8	15,0

Примечание. Для Ар определены N° 2, N° 6 и N° 13 соответственно 0,2, 0,2 и 0,5 об. %.

существенная роль в строении фундамента Таллинской структурной зоны. В геологических разрезах глиноземистые и биотитовые гнейсы переслаиваются друг с другом, слагая монотонные пачки, а их контакты с другими породами не вскрыты.

По внешнему виду глиноземистые гнейсы грубополосчатые, серые, нередко с красноватым или зеленоватым оттенком, в основном среднезернистые породы, в большей или меньшей мере пронизанные инъекциями гранитоида, т.е. мигматизированы. Минеральный состав глиноземистых гнейсов характеризуется большой изменчивостью (табл. 38). Постоянно, но в переменном количестве, присутствуют кварц, плагиоклаз, биотит и один или несколько богатых алюминием минералов — кордиерит, силлиманит или гранат. Среди последних наиболее распространены кордиерит и силлиманит. Почти всегда присутствует также микроклин. Мусковит в большом количестве встречается относительно редко, хотя он и довольно распространен в глиноземистых гнейсах. Графит в повышенных содержаниях наблюдается лишь в некоторых интервалах.

По содержанию темноцветных минералов глиноземистые гнейсы можно подразделить на следующие разновидности: 1) кордиерит-биотитовые, 2) кордиерит-гранат-силлиманит-биотитовые, 3) силлиманит-кордиерит-биотитовые, 4) кордиерит-мусковит-биотитовые, 5) гранат-кордиерит-биотитовые, 6) силлиманит-биотитовые, 7) гранат-биотитовые. Границы между разновидностями весьма условные, обычно в пределах одного разреза встречается несколько разновидностей, причем обычны взаимные переходы.

Разнообразная структура глиноземистых гнейсов обусловлена гетерогенным строением породы. Чаще развиты гетеробластовая, пойкилобластовая, лепидобластовая и фибробластовая структуры. В участках со значительным количеством биотита структура обычно лепидобласто-

Mu	. Gr	Cord	Sil	Graph	Erz	Nº PI
10.0		JEHNIOTO,	SPEN BER	STEEL LA TH	The state of the s	B. Fried
10,8	AND STATE	8,2	3,4	0,3	1,0	21
3,4		5,1	0,5	1,7	4,4	44
-	9,0	6,0	15,2	1,8	3,0	35
0,9	5,5	11,1	5,1		0,2	27
-	15,0	17,3	3,3	Mild Transfer	0,2	24
3,4	0,6	6,9	4,8		0,2	
0,4	5,3	18,7	2,8	0,3		30
6,0		5,1	3,3	0,5	1,7	29
0,2	6,9	6,2	14,2	0.1	-	25
4,2	0,7	W, 2		0,1	0,2	27
-,-		-	8,7	-	0,5	29
	5,5	21,7	10,4	Mana Bad	0,7	32
- ,010	1,0	9,2	6,1	- R	0,2	34
20 THE SOL	13,5	_	1,2		5,2	52

вая, а богатые силлиманитом участки характеризуются фибробластовой структурой. Пойкилобластовая структура наблюдается в местах развития порфиробласт кордиерита, граната, микроклина, включающих мелкие зерна кварца, биотита и других минералов. Ниже приводится краткая характеристика минералов глиноземистых гнейсов.

Кварц образует неправильные зерна извилистого очертания с нормальным, реже с волнистым угасанием. Почти постоянно кварц встречается также в виде пойкилитовых округлых включений в выделениях кордиерита, граната, микроклина. В частности, это относится к породам, вскрытым скв. Ф-102, Ф-113, Ф-121 и Ф-133.

Плагиоклаз присутствует в виде неправильных или округленно-короткопризматических зерен, сдвойникованных обычно по альбитовому или периклиновому законам. Плагиоклаз содержит 21—52 (чаще 25—35) мол. % анортитового компонента. Плагиоклаз довольно часто серицитизирован. Иногда в зернах плагиоклаза на стыке с микроклином развиты мирмекиты.

Микроклин встречается в виде изометрических или крайне неправильных зерен, приспосабливающихся к контурам других минералов. Выделения микроклина местами довольно крупные (ϕ до 1 см). Решетчатое строение развито в различной степени — иногда оно четко выражено, а иногда едва улавливается. Зерна микроклина часто содержат тонкожилковатые пертитовые вростки плагиоклаза. В виде пойкилитовых включений в микроклине встречаются кварц, биотит, плагиоклаз, иногда также кордиерит.

Биотит образует неправильные вытянутые или плитчатые выделения, чешуи, листочки и их скопления, ориентированные по гнейсовидности породы. Биотит включает относительно много акцессорного циркона и апатита. Плеохроизм по *Ng* коричневый или бурый, по *Np* буроватожелтый или соломенно-желтый. Железистость биотита по данным химического анализа составляет 53,5—62,2 мол. %.

Кордиерит встречается в неправильно-изометрических зернах или в виде удлиненных выделений, ориентированных согласно с гнейсовидной текстурой породы. Он обычно содержит включения кварца, биотита, силлиманита, иногда графита, пирротина, микроклина. Лишенный включений кордиерит обнаружен вблизи гранитных инъекций, где он, по-видимому, перекристаллизован. Кордиерит часто серпентинизирован или серицитизирован.

Силлиманит встречается или в виде удлиненных призм, или в виде скоплений мелких волосовидных кристалликов (фибролит) и отдельных иголочек. Иголочки силлиманита обычно включены в кордиерит. Силлиманит, проявляющийся в виде фибролита, очень часто приурочен к биотиту. Создается впечатление, что он образовался за счет последнего. Более толстые призматические кристаллы силлиманита часто пронизывают биотит и другие минералы, в том числе и агрегаты фибролита.

Гранат представлен обычно довольно большими (ϕ до 1 см) грубоизометрическими или вытянутыми в направлении гнейсовидности фиолетово-красными зернами с многочисленными включениями кварца и реже других минералов. Зерна граната частично раздроблены трещинами на мелкие участки. По данным химического анализа гранат относится к магнезиально-железистому ряду с сильным преобладанием альмандиновой молекулы (76,3-82,0 мол. %). Содержание пиропового компонента -8,3-18,0 мол. % .

Мусковит иногда образует самостоятельные пластинки и таблички, содержащие аналогично другим породообразующим минералам пойкилитовые включения, но в основном он имеет вид мелких листочков и чешуек, приуроченных к биотиту, фибролиту, микроклину и обнаруживающих явно более позднее происхождение. Характерный минерал глиноземистых гнейсов — графит — представлен мелкими пластинками и листочками, часто приуроченными к биотиту. Обогащенные графитом гнейсы содержат относительно много сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит).

Из акцессорных минералов часто наблюдается циркон, образующий мелкие овальные зерна, включенные в основном в биотит. Вокруг зерен циркона развиты плеохроичные дворики. Апатит представлен мелкими округлыми или короткопризматическими зернами.

Из рудных минералов преобладают пирротин и пирит, встречающиеся в виде рассеянной вкрапленности или при большем содержании в виде прожилок и линз, расположенных согласно с гнейсовидностью породы. Халькопирит наблюдается в основном в виде мелких включений в пирротине и пирите.

Ассоциирующие с глиноземистыми гнейсами биотитовые гнейсы подразделяются на три разновидности: а) мелкозернистые биотит-плагиоклазовые гнейсы (микрогнейсы), практически немигматизированные; б) среднезернистые, преобладающие мигматизированные биотитовые гнейсы; в) средне-, реже мелкозернистые графит-биотитовые гнейсы.

Минеральный состав биотитовых гнейсов приведен в табл. 39. Как видно из данных табл. 39, биотитовые гнейсы в малом количестве содержат характерные для глиноземистых гнейсов минералы: кордиерит, гранат, силлиманит.

Мелкозернистые биотитовые гнейсы (микрогнейсы) — темно-серые однородные породы тонкополосчатого или массивного облика. Микроструктура их лепидогранобластовая, лепидобластовая, в отдельных участках также пойкилобластовая, микроструктура сланцеватая, обусловленная ориентированным расположением выделений биотита.

Среднезернистые биотитовые гнейсы, как правило, мигматизированы. Гранитоидные жилы и линзы (обычно биотит-кварц-полевошпатового состава) залегают согласно с гнейсовидностью, образуя послойные или линзовидные мигматиты. Местами гнейсы столь интенсивно обогащены гранитным материалом, что они превратились в настоящие теневые мигматиты. Мигматизированные среднезернистые биотитовые гнейсы обычно красновато-серые, с четко выраженным полосчатым строением. Микроструктура их лепидобластовая или лепидогранобластовая.

В качестве самостоятельной разновидности среди биотитовых гнейсов выделяются графит-биотитовые гнейсы. Графит в виде редких чешуек наблюдается и в других разновидностях биотитовых гнейсов, но здесь он присутствует постоянно в значительном количестве (3–6%) и образует сильно удлиненные листочки, приуроченные почти всегда к биотиту. Графит-биотитовые гнейсы распространены в разрезах скв. Ягала (Ф-110, Ф-110A, 110). Описываемые гнейсы представляют в основном от мелко-

Таблица 39 Количественно-минеральный состав биотитовых гнейсов, ассоциирующих с глиноземистыми гнейсами (в об.%)

№ п. п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Bi
1	1022175	44,2	6,3	26,7	18,1
2	1104245	42,4	recover a solid	35,1	19,2
3	1104385	47,5	0,1	15,8	23,3
4	1122895	24,9	27,3	32,5	12,7
5	1122952	44,7		20,0	34,0
6	1132516	41,2	4,1	36,8	13,9
7	1232031	50,1		34,1	15,7
8	1332095	23,2	23,3	33,4	14,3
9.	1393490	49,0		28,3	18,3
10	1394276	39,9	_	20,2	31,0
11	1394343	57.0		22,6	13,4
12	1413500	31,8	24,2	26,8	13,3
13	1413658	40,3	- 10	34,9	23,7
14	A 4368	48,9	_	15,3	33,8

Примечание. Для Graph определены № 3, № 4 и № 10 соответственно 4,4, 0,1 и 0,3 об. %.

до среднезернистых, довольно однородные темно-серые породы полосчатого или массивного облика. Структура лепидобластовая или лепидогранобластовая. Для графит-биотитовых гнейсов характерно присутствие пирротина и пирита в повышенном количестве. Спорадически встречаются кордиерит, силлиманит и гранат.

Пирротин и пирит представлены аллотриоморфными зернами размером 0,2—4 мм. Иногда пирротин в виде пластинок включен в графит. Халькопирит, иногда также сфалерит встречаются в виде мелких включений в пирротине. Гематит и магнетит образуют угловатые зерна, приуроченные к пирротину.

Магнетитовые кварциты

Магнетитовые кварциты вскрыты вблизи пос. Вийтна скв. Ф-136. Они охватьвают среднюю часть разреза в интервале глубин 259,5−289,7 м. Вмещающие породы представлены мелкозернистыми биотитовыми плагиогнейсами, по своему химическому составу обнаруживающими большое сходство с умереннокислыми вулканитами. Вскрытые в Таллинской структурной зоне магнетитовые кварциты по внешнему облику, минеральному (табл. 40) и химическому (см. табл. 33, №73−79) составам и по генезису напоминают магнетитовые кварциты Йыхвиской магнитной аномалии. Обращает на себя внимание высокое содержание марганца в магнетитовых кварцитах, сконцентрированного, аналогично йыхвиским кварцитам, в гранатах. В отличие от йыхвиских пород магнетитовые кварциты Таллинской структурной зоны метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и также содержат по сравнению с первыми меньше рудного компонента.

Mu	Gr	Cord	Sil	Ap	Erz	Nº P1
	0,7	2,8	0,1	0,6	0,5	32
1,1	0,8	0,1		0,4	0,9	37
0,6		3,2	(4 - mid	TO THE REAL	5,1	41
-	2,5		E _ 5,1	_	-01150	36
_	4.01	25.3	61 - 18	0,1	1,2	30
_	2,1	多多是 新自動	Secure 180	0,4	1,5	31
_		E	21 - 12	0,1	- 0894	39
_	and The	3,7	2,1	_	_	34
0,2		_	0,2	0,6	2,9	76
- 10	2,2	_	1,6	0,7	4,1	79
-	2,7		_	0,6	3,7	81
3,4	-	-	100 - B 18	0,1	0,4	34
0,4	0,4			0,2	0,1	82
-		at the street	- 0050	0,3	1,8	34

Магнетитовые кварциты — это темно-серые, почти черные, иногда с розоватым оттенком мелкозернистые породы с четко выраженной тонко-полосчатой текстурой. Они слабо мигматизированы кварц-плагиомикро-клиновым материалом. Мигматизированные участки более крупнозернистые, амфибол нередко образует порфиробластовые скопления размером до 5—8 мм.

Кроме главных составных частей — кварца и магнетита, — в магнетитовых кварцитах постоянно в значительном количестве содержатся силикаты — роговая обманка, гранат, микроклин (табл. 40). Местами появляется плагиоклаз, моноклинный пироксен, эпидот. Из рудных минералов, кроме магнетита, встречаются пирротин, пирит, халькопирит, ильменит, гематит.

Кварц представлен тонкими зернами с извилистыми или зубчатыми очертаниями; зерна образуют скопления и полосы. Местами наблюдаются признаки перераспредения и привноса кварца (окварцевание). Кварц катаклазирован, обладает сильным волнистым погасанием. Нередко в нем содержатся тончайшие включения магнетита.

Микроклин образует бесформенные зерна разной величины; появление его во многом обусловлено процессами гранитизации. Решетчатое строение не всегда хорошо выражено. Плагиоклаз образует мелкие неправильные зерна, частью серицитизированные и корродированные микроклином.

Роговая обманка имеет вид призматических или изометрических зерен разной величины, часто образующих порфиробластовые скопления. Она содержит мелкие включения магнетита, граната и кварца. Плеохроизм по Ng — синевато-зеленый, по Np — желтовато-зеленый.

Гранат представлен мелкими округлыми буровато-красными зернами,

Таблица 40 Количественно-минеральный состав магнетитовых кварцитов (в об. %)

Ν° п. п.	Номер образца	PI	Ksp	Q	Hbl	Gr	Mt
1	1362585	5,0	9,0	20,1	35,0	17,3	13,6
2	1362638	2,2	26,0	21,0	21,8	6,0	22,5
3	1362655	-	6,3	23,7	20,7	20,2	28,7
4	1362713	4	14,3	24,2	31,3	9,6	20,6
5	1362774	2,4	12,1	23,0	25,3	10,4	26,8
6	1362792	1,6	21,6	23,3	22,6	11,8	19,1
7	1362867	4,7	11,0	14,3	30,7	21,2	17,5

П римечание. Для МРу определен N° 3 - 0,4, для $Ep-N^\circ$ 2 и N° 7 соответственно 0.5 и 0.6 об.%.

встречающимися рассеянно или образующими скопления изометрической или линзовидной формы.

Магнетит распространяется как в виде мелкой (0,01 мм) рассеянной вкрапленности, так и в виде скоплений размером до 2 мм. Нередко скопления магнетита окружают гранат, реже амфибол, образуя сидеронитовые участки. Иногда магнетит срастается с ильменитом. Местами по магнетиту развивается гематит.

Редкая вкрапленность сульфидов, преимущественно пирита с реликтами пирротина и редко халькопирита, наблюдается по всему разрезу магнетитовых кварцитов. Содержание сульфидов обычно не превышает 1%.

Габбро

По имеющимся данным породы группы габбро в Таллинской структурной зоне довольно редки. К настоящему времени они обнаружены только скв. Ф-124 Сигула, которой на глубине 223,2—316,6+м вскрыт небольшой массив офитового габбро. Массив хорошо выделяется по магнитной и гравиметрической аномалиям.

Офитовое габбро представляет темно-серую массивную неравномернозернистую породу, содержащую в повышенном количестве апатит и титаномагнетит. Крупные призматические кристаллы плагиоклаза придают породе слабовыраженный порфировидный облик. Структура офитовая с элементами гломерозернистой (наблюдается некоторая неравномерность в распределении минералов — железо-магнезиальные силикаты, титано-

Таблица 41 Количественно-минеральный состав офитового габбро (в об. %)

№ п.п.	Номер образца	PI PI	Ksp	Q	RPy	Мру	Hbl	Bi	Ap	Erz	№ P1
1	1242860	55,0	2,5	3,4	11,2	8,3	4,5	4,1	2,6	8,4	55
2	1243010,	49,4	5,6	3,0	3,9	10,1	9,8	4,7	4,2	9,3	53

магнетит и апатит нередко встречаются вместе, несколько обособленно от плагиоклаза). По содержанию темноцветных силикатов порода имеет относительно лейкократовый характер (табл. 41).

Офитовое габбро отличается высоким содержанием апатита и титаномагнетита. Апатит образует идиоморфные длиннопризматические зерна, часто включенные в моноклинный пироксен. Титаномагнетит представлен аплотриоморфными, редко идиоморфными зернами, ассоциирующими в основном с магнезиально-железистыми силикатами. Иногда титаномагнетит и роговая обманка находятся в симплективном прорастании.

Кварцевые диориты

Диоритовые породы в Таллинской структурной зоне вскрыты тремя скважинами — Ласнамяз 60, Арукюла 40 и Юминда 6. Бурением установлено, что они образуют самостоятельные тела (скв. 40, Ю-6) или являются жильным материалом мигматита (скв. 60), субстратом которого служат биотит-амфиболовые плагиогнейсы. В геофизическом поле площади распространения кварцевых диоритов четкого отражения не находят.

Кварцевые диориты представляют собой среднезернистую серую породу, в которой субпараллельно расположенные агрегаты темноцветных минералов создают заметную гнейсовидную текстуру. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой.

Минеральный состав кварцевых диоритов относительно постоянен (табл. 42). Обращают на себя внимание вариации в содержании плагиоклаза, обусловенные микроклинизацией, а также относительно высокое содержание акцессориев.

Главный породообразующий минерал — плагиоклаз — встречается в двух генерациях. К первой относятся крупные (4—5—6 мм) таблитчатые кристаллы, идиоморфные по отношению к кварцу. Структура их сложная двойниковая (обычно комбинации альбитового и периклинового законов), а строение очень часто зональное. Ядро зональных вкрапленников сложено андезином или лабрадором, узкая промежуточная зона (если она встречается) более основным лабрадором или редко битовнитом, а краевая часть опять-таки андезином. Промежуточная зона часто содержит мелкие выделения биотита и роговой обманки, в ряде случаев ориентированные субпараллельно гнейсовой текстуре. Ко второй генерации относятся незональные, с неправильными очертаниями выделения андезина, возникшие при перекристаллизации плагиоклаза первой генерации.

Кварц образует линзо- или полосовидные сегрегации с мозаичной струк-

Таблица 42 Количественно-минеральный состав кварцевых диоритов (в об. %)

№ п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Hb1	Bi	Ер	Ap	Ti	Erz	Nº P1
1	402350	38,8	11,0	29,6	3,5	11,7	3,5	1,1	0,7	0,1	38,52
2	402360	37,8	10,4	27,1	6,3	14,8	2,1	0,4	0,3	0,6	34,53
-3	601954	56,2	92	23,7	5,8	11,4	1,4	0,6	0,7	0,2	47,72

турой. Во многих случаях такие полосы кварца кольцом окружают таблитчатые вкрапленники плагиоклаза. Скрыторешетчатый пертитовый микроклин относится к более поздним образованиям, развивающимся по плагиоклазу, кварцу и биотиту; встречается в виде бесформенных выделений преимущественно на стыках кварца и плагиоклаза.

Набор акцессорных и рудных минералов представлен апатитом, сфеном, магнетитом, редко пиритом и цирконом. Апатит и сфен приурочены главным образом к агрегатам темноцветных минералов. Апатит наблюдается в виде округлых и призматических зерен, сфен — в виде каплеобразных, редко клиновидных зерен.

Граниты

Граниты Таллинской структурной зоны подразделяются на три разновидности: а) гнейсо-граниты синкинематического характера, б) позднежинематические мигматитообразующие граниты и в) посткинематические порфировидные граниты (описание последних приводится в отдельном разделе).

По имеющимся данным, гнейсо-граниты встречаются редко. Они разбурены на о-ве Прангли (скв. Прангли 6) и в материковой части скв. Колга-Абла Ф-122. Размеры и конфигурация гранитных тел не установлены. В гнейсо-гранитах Колга-Абла наблюдаются маломощные секущие жилы аплита.

Внешне гнейсо-граниты весьма однородные среднезернистые породы с ясно выраженной гнейсовидной текстурой, созданной субпараллельным расположением выделений биотита или полосчатым распределением его и светлых минералов. Минеральный состав их — биотит-микроклин-плагиоклазовый, с небольшими вариациями в содержании отдельных минералов (в %): 35—45 плагиоклаза, 20—30 микроклина, 30—35 кварца, 7—10 биотита; акцессорные апатит, циркон, пирит. Структура их близка к гранитовой; первоначальные формы минералов частично искажены процессами микроклинизации.

Мигматитообразующие граниты встречаются повсеместно в гнейсовых комплексах, охватывая в среднем 5-15% и редко до 35% протяженности разрезов отдельных скважин. Они выделяются в виде маломощных жильных обособлений или более мощных жил (видимой мощностью до 10 м, обычно 1-2 м). Границы гранитных участков с окружающими породами четкие и согласные, реже переходные; явно секущие жилы относительно редкие. Иногда экзоконтактовые зоны гранитных участков обогащены биотитом.

Описываемым гранитам присущи лейкократовость, высокое содержание калия (табл. 33, № 83—89), непостоянство состава, большая изменчивость крупности зерна, различное происхождение (наблюдаются граниты магматического, анатектического и метасоматического облика). Встречаются мелко- (редко), средне-, крупно- и неравномернозернистые пегматоидные граниты. По преобладающему полевому шпату выделяются микроклиновые, плагиомикроклиновые, микролин-плагиоклазовые и значительно реже плагиоклазовые граниты. Текстура массивная или намного реже гнейсовидная (обычно средне- или неравномернозернистые граниты).

Цвет варьирует от светло-серого до розоватого и красного. Плагиоклазовые граниты обычно светло-серые (иногда с розоватым оттенком); микроклиновым гранитам более присущи красноватые тона.

Микроструктурный рисунок мигматитообразующих гранитов разнообразен. Наиболее микроклиновые граниты обычно имеют структуру, для которой характерно отсутствие идиоморфизма полевого шпата по отношению к кварцу. Структура плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитов близка к гипидиоморфнозернистой структуре, а в некоторых среднезернистых плагиомикроклиновых гранитах развита типичная гранитовая. Пегматоидные граниты иногда характеризуются апографической структурой.

Примерные количественные соотношения главных минералов мигматитообразующих гранитов (в %) следующие: 0—75 микроклина, 0—60 плагиоклаза, 20—35 кварца, до 5—8 биотита; характерна примесь мусковита, который иногда встречается также в качестве породообразующего минерала. Спорадически, в основном в маломощных жильных обособлениях в небольшом количестве иногда попадаются характерные для окружающих метаморфитов гранат, кордиерит, силлиманит и роговая обманка (очень редко). Из акцессорных минералов обычны циркон, апатит, монацит. В гранитах, залегающих в биотит-амфиболовых гнейсах и амфиболитах, обнаружены ортит и сфен. Рудные минералы — магнетит, пирит, гематит — случайные минералы и не характерны для данной группы пород.

комплекс пород алутагузеской зоны

Метаморфические и ультраметаморфические породы амфиболитовой (редко переходит к гранулитовой) фации Алутагузеской зоны распространены в Северо-Восточной Эстонии на площади около 5—6 тыс. км². Здесь пробурено свыше 60 скважин, вскрывших фундамент на глубину от 12 до 218 м.

В составе алутагузеской толщи (табл. 43) преобладают глиноземистые гнейсы несомненно осадочного происхождения. На площадях Ульясте, Хальяла и в восточном обрамлении Тапаского блока в пределах алутагузеской толщи выделяется своеобразная ассоциация пород ульятеской пачки, состоящая из переслаивающихся кварцитов, графит- и сульфидсодержащих "черных гнейсов", силикатных мраморов и реакционноскарновых пироксеновых пород, описанных ранее Т. Кууспалу [Вахер и др., 1964].

В Алутагузеской зоне редко встречаются еще амфиболиты, амфиболпироксеновые гнейсы, метагаббро и метаультрабазиты. Массив мигматизированных метагаббро выявлен недавно в районе населенного пункта Пада (скв. Ф-184, Ф-185, Ф-224), но петрографические исследования этих пород еще только начаты. Химический состав пород представлен в табл. 43.

Глиноземистые гнейсы

Эта группа пород Алутагузеской структурной зоны петрографически очень сходна с аналогичной группой пород Таллинской структурной зоны. Как и в последней в этой группе выделяются собственно глиноземистые гнейсы и слюдяные, в основном биотитовые гнейсы.

Таблица 43 Химический состав пород алутагузеской зоны (в мас.%)

№ п.п	Номер			Ко	мпонент		
	анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O	FeO	MnO
1	2	3	4	5	6	7	8
Tabel 1		Глино	земист	ые гне	йсы	raringa ay	ENGLYSS
1	1442550	65,84	0,52	15,74	1,13	4,99	0,04
2	1463051	65,94	0,56	14,62	1,46	5,10	0,10
3	1463283	67,20	0,38	14,39	1,75	4,67	0,12
4	1493505	68,20	0,64	13,03	1,21	4,53	0,08
5	1541845	61,56	1,23	14,16	2,98	7,18	0,14
6	1542100	71,82	0,42	13,30	0,11	5,20	0,07
7	1573131	77,38	0,05	11,96	0,88	0,61	0,02
8	1573212	60,04	0,88	14,39	5,11	6,56	0,55
9	1573235	65,82	0,60	14,92	1,84	3,95	0,05
10	1634014	71,06	0,40	14,62	0,83	3,30	0,07
11	1833118	70,06	0,53	12,71	1,19	2,15	0,02
12	1862255	68,04	0,43	13,97	1,77	3,11	0,03
13	1862327	69,28	0,36	13,57	1,99	2,75	0,02
14	1862688	53,64	2,03	15,48	3,68	7,18	0,09
15	1993166	72,90	0,48	11,17	1,59	3,11	0,07
16	2003018	63,48	0,78	16,39	3,23	5,39	0,07
	Слк	одяные	гнейсь		огнейсь		0,01
17	K23487	68,98	0,48	14,50	0,91	3,13	0,01
18	1463203	68,76	0,60	12,65	1,32	5,19	0,07
19	1482642	68,10	0,53	13,94	2,76	2,67	0,07
20	1483328	62,70	0,66	16,09	3,74	2,77	0,05
21	1483451	64,90	0,56	15,35	3,02	3,16	0,06
22	1524086	61,06	0,75	16,74	1,16	6,31	0,09
23	1542130	63,18	0,66	15,12	1,52	5,05	0,08
24	1552882	68,30	0,76	13,31	1,12	3,74	0,08
25	1573203	65,62	0,77	13,44	2,42	5,46	0,32
26	1573395	67,38	1,00	12,02	4,35	4,96	0,05,
27	1604105	70,94	0,44	14,23	0,99	3,16	0,05
28	1633779	67,56	0,44	15,35	0,64	3,29	0,06
29	1822778	69,88	0,53	13,22	1,62	3,71	0,05
30	1822952	68,52	0,48	13,26	1,53	3,47	0,04
31	1993330	74,88	0,38	10,23	1,46	3,23	0,06
32	3184100	74,00	0,36	12,78	0,31	2,90	-
Γ	линоземи	стые г	нейсы, о				M
		И	сульф	идами			
33	45п2025	50,72	0,62	12,53	5,43 .	7,70	0,14
34	48п3559	53,76	0,62	15,05	1,38	6,89	0,07
35	49п1781	55,68	0,61	13,44	6,11	3,60	0,06
36	1523585	49,48	0,70	13,78	1,16	14,58	0,05
37	1523605	47,00	0,80	14,79	1,60	15,16	0,02
8	1523615	46,60	0,82	13,44	1,96	15,66	0,05
39	1523956	56,90	0,61	17,79	1,24	6,44	0,08

			Ком	ипонент			CODER	
MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P2O5	Sобщ	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
9	10	11	12	13	14	15	16	17
180	55.59	144	Глиноз	вемист	ые гне	йсы	77,88,76	
1 07	1,93	2,50	3,35	0,05	0,37	0,24	1,09	99,66
1,87	2,66	2,00	2,90	0,03	0,30	0,10	1,35	99,51
2,39	2,47	1,90	3,38	0,04	0,16	0,09	1,04	99,76
2,17		1,68	2,50	0,21	0,28	0,15	1,41	99,78
2,80	3,06	1,00	1,60	0,43	0,06	0,25	0,92	99,62
2,59	5,52		2,28	0,05	0,10	0,16	0,50	99,71
1,55	2,06	2,09	,		0,10	0,41	1,56	99,5
0,38	0,68	0,60	1,90	0,04	0,10	0,14	1,29	99,59
2,70	3,08	2,29	2,33	0,12	1 14 13 14 13	0,39	2,32	99,90
2,34	0,53	0,54	5,30	1,17	0,13			99,5
1,60	2,15	1,95	1,84	0,04	0,13	0,21	1,33	99,80
1,50	1,50	1,45	5,80	0,03	0,02	0,76	2,08	99,7
1,67	1,61	2,50	4,40	0,06	0,08	0,47	1,57	99,7
1,50	1,61	2,16	4,40	0,03	0,08	0,50	1,54	
3,26	7,36	0,40	2,33	0,84	0,08	0,38	3,49	100,
1,50	1,73	2,00	3,33	0,02	0,06	0,21	1,44	99,6
2,17	2,07	0,40	2,33	0,12	0,06	0,81	2,40	99,7
		Слюдя	ные г	нейсы	(микро	гнейс		
1,93	2,28	2,93	2,55	0,09	0,14	0,38	1,44	99,7
1,99	2,83	1,45	2,00	0,05	1,04	0,10	1,61	99,6
2,05	3,31	2,50	3,18	0,18	0,10	0,35	0,48	100,2
2,14	2,54	2,67	5,54	0,12	0,10	0,32	0,55	99,9
1,95	3,55	2,88	4,20	0,17	0,10	0,22	0,28	100,4
2,99	4,63	1,71	2,00	0,32	0,21	0,12	1,50	99,5
3,96	4,16	1,73	2,50	0.19	0,14	0,24	1,20	99,7
1,83	1,64	1,77	4,85	0,17	0,13	0,28	1,81	99,7
2,64	2,55	1,69	2,94	0,15	0,06	0,16	1,43	99,6
2,06	1,96	1,45	3,23	0.12	0,18	0,19	1,25	100,2
1,50	2,46	2,87	1,61	0,14	0,12	0,14	1,11	99,7
2,27	3,94	3,00	1,64	0,15	0,16	0,12	1,12	99,7
1,09	2,53	2,33	3,33	0,11	0,07	0,30	0,94	99,7
0,92	2,34	3,00	4,00	0,14	0,05	0,36	1,81	99,9
1,34	1,96	2,00	2,66	0,01	0,06	0,18	1,12	99,5
1,34	2,29	3,83	1,56	0,13	0,02	0,15	0,55	100,1
1,31							еграф	итом
	Ілин	озе ми с	И	сульф	оидами	ценны	отраф.	
4,33	1,06	0,33	4,80	0,08	4,74	0,54	6,80	99,8
	2,69	1,69	4,10	0,08	3,22	-	8,28	99,4
1,62 3,00	0,53	0,73	5,30	0,12	5,33	-	5,00	99,5
	1,49	1,75	6,16	0,09	2,31	0,14	4,74	99,7
3,32		1,73	3,72	0,03	4,36	0,13	5,31	99,9
3,65	1,80			0,11	2,55	0,15	5,81	99,6
3,92	1,70	1,87	5,00	0,05	0,45	0,13	2,24	100,1
3,04	1,57	1,82	7,80	0,03	0,73	0,12	2,27	1

Таблица 43 (окончание)

1 a 0 1	тица ч у (ОКО	пчание)					
1	2	3	4	5	6	7	8
	Глиноземи	истые гн	ейсы, о	богаще	нные г	рафитом	
		И	сульф	идами			
40	1523985	69,28	0,50	13,54	1,03	3,81	0,07
41	1524020	54,46	0,86	14,54	2,92	9,20	0,17
42	1882387	50,96	0,99	11,92	2,28	13,58	0,10
43	1882579	46,06	0,66	11,38	3,45	14,44	0,05
44	1883345	37,52	0,87	10,60	1,64	22,05	0,05
			Квар	циты			
45	45п3282	90,60	0	9,75	0	3,40	0,06
46	1313127	90,72	0,09	0,85	0,37	3,52	0,06
47	1622940	95,20	0	1,19	0,10	1,80	0,03
48	1623341	92,78	0	1,72	0,22	2,01	0,08
49	3203785	75,04	0,25	12,40	1,03	1,81	0
		Сили	катные	мрамо	ры		
50	45п3185	18,98	0	1,36	4,27	2,01	0,44
51	1882877	13,40	0,03	0.75	2,25	9,83	0,51
52	1882949	19,12	0,05	0,75	3,87	14,96	0,63
		Пироз	ксенові	ые поро	ды		
53	45п3242	46,86	0,01	0,84	0,17	2,98	0,46
54	46п2168	51,23	0,10	0,55	2,52	4,48	0,72
55	1882915	46,30	0,03	2,76	1,34	5,21	0,63
		A	Амфибо	литы			
56	T44000	51,50	0.91	12,89	1,56	8,36	0,16
57	1313075	47,44	1,46	13,55	2,78	11,28	0,22
58	3203037	47,30	0,64	9,55	3,05	7,16	0,17
1	Амфибол- и	пирок	сенсоде	ржащи		погнейся	
59	1463115	57,20	0,96	15,62	1,26	8,15	0,14
60	1542480	56,90	1,72	14,55	1,38	8,66	0,16
		тагаббро		аультр			0,10
61	1493022	40,66	2,10	4,98	3,97	14,91	0,32
62	1493126	47,76	1,74	14,94	2,51	9,41	0,32
02					-,	,,,,	0,21
	¥6.0000	72.65	Грани		0.05		
63	К 2900	73,65	0,16	14,32	0,05	1,32	0,02
64	Cl 3370	71,84	0,28	13,64	0,60	1,98	0
65	46п2652	73,34	0,10	14,13	0,04	0,92	0
66	1463330	78,46	0,31	10,61	0,28	1,87	0,02
67	1552870	79,10	0,07	11,26	0,64	0,26	0,01
68	1613544	74,98	0,10	12,86	0,39	0,85	0,02
69	1623098	72,22	0	14,63	0,50	0,55	0,02
70	1633756	63,78	0,14	18,71	0,39	1,02	0,02
71	3183210 3203888	72,22	0,14	13,13	1,10	1,18	0
72	3203888	76,40	0,10	11,11	0,03	1,70	0

П р и м е ч а н и е. Для ${\rm CO}_2$ определены № 47, 48 и 69 соответственно 0,12, 0,23 и 0,07 объемных %. Цифра 0 обозначает, что компонент не определялся. Г н е й с ы: 1 — кордиерит-гранат-биотитовый с силлиманитом, 2—5 — гранат-биотитовый, 6 — кордиерит-биотитовый, 7 — силлиманит-биотит-кордиеритовый, 8 — гранат-биотитовый, 9 — силлиманит-биотитовый, 10—13 — кордиерит-биотитовый, 14—15 — гранат-124

						agentine)	and in some	
9	10	11	12	13	14	15	16	17
Lı	инозем	истые	гнейс	ы, обог	ащенн	ыегра	фитом	DIAMES OF
			исул	вфида	ми			
1,60	1,52	1,59	4,56	0,04	0,17	0,26	1,60	99.5
3,95	1,11	1,22	5,70	0,06	0,90	0,11	4,36	99,5
2,87	4,35	1,70	3,53	0,19	5,63	0,37	2,33	100,8
2,83	1,66	0,60	3,46	0,35	6,90	1,29	6,82	99,9
1,56	1,60	0,57	4,24	0,19	10,02	1,25	8,20	100,3
			К	варция	ы			
1,50	2,54	0,43	0,30	0,06	0,08	and the same	0,40	100,1
1,27	1,36	0,10		0,16	0,15	0,13	0,80	99,5
0,19	0,67	0		0,03	0,04	0,06	0,02	99,4
0,37	1,15	0,26	25 - 20	0,17	0,05	0,09	0,11	99,2
0,80	3,97	3,30	0,82	0,02	0,02	0,10	0,49	100,0
			илика	тные м	раморі	oI.		
13,30	28,71	0,40	0,45	1,32	4,41	-	24,15	99,8
10,95	39,31	0,10	0,40	0,13	3,95	0,11	18,33	100,0
33,77	36,61	0,24	0,28	0,16	5,04	0,10	14,73	100,3
Markey W			ирокс	еновые	пород	ы		
13,69	25,99	0,30	0,20	1,04	0,10	_	6,85	99,4
14,77	23,02	0,80	0,10	0,52	0,95	_	0,70	100,4
13,13	26,49	0,20	1,19	0,30	0,14	0,14	1,73	99,5
,		0,20		фиболі				0.01.1
9,61	8,24	1,30	1,63	0,19	0,01	0,34	3,70	100,4
6,57	10,74	1,50	0,80	0,19	0,57	0,17	2,28	99,6
17,11	9,71	0,99	1,55	0,20	0,01	0,17	2,37	100,0
17,11	Амфибо					mina day	иогней с	
4,62	7.95	0,60	1,03	0,25	0,25	0,16	1,43	99,6
4,71	6,65	0,43	2,06	0,72	0,14	0,10	1,28	99,8
7,/1	0,03							,,,
21.42	.0.00		габбро		гаульт			00 (
21,42	8,09	0,54	0,10	0,43	0,19	0,14 0,23	1,80 1,70	99,6
6,54	11,44	1,55	0,80	0,43	0,41	0,23	1,70	99,0
				Грани			0.50	400
0,22	0,84	2,40	6,80	0,08	0,10		0,72	100,
1,14	1,75	5,35	2,55	0,04	0,04	0,15	0,90	100,
0,36	1,02	4,20	5,33	0,05	0,04	0,12	0,32	100,
1,08	2,95	1,74	1,11	0,02	0,14	0,12	0,84	99,5
0,36	2,81	3,40	0,72	0,09	0,10	0,11	0,58	99,
0,44	1,06	1,75	6,44	0,08	0,11	0,12	0,46	99,
0,16	1,09	5,00	3,70	0,08	0,05	0,12	0,75	98,9
0,51	1,60	4,00	8,38	0,08	0,16	0,12	0,76	99,
0,50	0,76	0,98	8,90	0,06	0,03	0,19	0,47	99,
0.49	1.00	1,89	6,95	0,02	0,01	0.09	0,35	100,1

биотитовый, 16— силлиманит-кордиерит-биотитовый с гранатом; микрогнейсы: 17—18— биотитовый с гранатом, 19—22— биотитовый, 23—25— биотитовый с гранатом, 26—28— биотит-плагиоклазовый, 29—32— биотитовый; гнейсы: 33—36— биотитовый с графитом и сульфидами, 37—38— графитотитовый с сульфидами, 39—биотитовый с графитом и сульфидами, 40— биотитовый с кордиеритом, силлимани-

том, графитом и сульфидами, 41 — биотитовый с графитом и сульфидами, 42 — биотитовый с графитом, кордиеритом и сульфидами, 43 — биотит-кордиерит-графитовый гнейс, обогащенный сульфидами, 44 — кордиерит-графитовый, обогащенный сульфидами; кварциты: 45 — с включениями пироксена, амфибола и эпидота, 46 — с амфиболом, пироксеном, гранатом и плагиоклазом, 47 — сливной с гранатом и амфиболом, пироксеном, гранатом и плагиоклазом, амфиболом и гранатом, 49 — плагиоклазовый; 50 — форстеритовый мрамор; 51—52 — пироксинодовый мрамор; 53—54 — пироксеновая порода, 55 — то же, с сульфидами; амфиболиты: 56 — биотитовый, 57 — полевоштатовый с гранатом и пироксеном, 58 — мономинеральный; гнейсы: 59 — биотит-куммингтонит-ортопироксеновый, 60 — биотит-куммингтонитовый, 61 — амфиболизированный перидотит; 62 — метагаббро-норит; граниты: 63—65 — плагиомикроклиновый, 66 — плагиогранит с гранатом, 67 — микроклин-плагиоклазовый, 68 — плагиомикроклиновый, 69 — пегматоидный микроклин-плагиоклазовый, 70 — пегматоидный плагиомикроклиновый, 71—72 — микроклиновый.

Анализы выполнены в ЦЛ УГ ЭССР: 1-4, 7-10, 18-22, 24-28, 36-41, 46-48, 57, 59, 61, 62, 66-70 — аналитик М.Л. Калкун; 5, 6, 11-16, 23, 29-31, 60 — аналитик О.С. Саунина; 17, 19-21, 32, 49, 56, 58, 64, 65, 71, 72 — аналитик А.И. Озерова; 42-44, 51, 52, 55 — аналитик Н.П. Балабина; в ЦЛ Северо-Кавказского ГУ: 33, 45, 50, 53, 63 — аналитик С.Т. Похиленко; 34, 35, 54 — аналитик А. М. Бакурская.

Глиноземистые гнейсы в узком смысле — породы, которые содержат богатые алюминием минералы, — кордиерит, силлиманит, гранат, мусковит, реже андалузит. Гнейсы слагают более или менее протяженные интервалы в разрезах скважин. Внешне они грубополосчатые, реже массивные породы серого цвета, иногда с красноватым или зеленоватым оттенком, как правило, среднезернистого сложения, повсеместно мигматизированные. Струк-

Таблица 44 Количественно-минеральный состав глиноземистых гнейсов и сланцев (в об. %)

№ п. п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Bi
1	1442550	33,8	12,1.	27,8	13,5
2	1463051	31,6	26,6	25,8	9,5
3	1463283	26,3	25,4	28,6	12,7
4	1493505	30,2	9	36,6	17,9
5	1542100	24,1	13,1	38,2	12,5
6	1573131	16,6	35,7	33,9	2,2
7	1573212	28,1	_	29,8	29
8	1573235	7	22,8	34,5	24,6
9	1634014	14,9	28,6	33,4	14,1
10	1833118	23,9	21,5	27,7	17,8
11	1862255	26,1	32,9	24,4	11,3
12	1862327	21	12,7	38,5	16,8
13	1862688A	16,8	_	13,3	14,1
14	1872990	12,4	38,7	23,6	5,9
15	1993166	27,9	8,1	45,3	11,7
16	2003018	7,6	1,9	48,1	20,5
17	2013472	15	0,4	55,9	19,2
18	2014324	23,2	_	49	13,2
19	2014481	16,8	_	57,3	9,2
20	2014550	22,7	-	53	1,9

Примечание. Для Z_r определен N^0 15 - 0,2, для S_c - N^0 19 - 3,3 об. %.

тура описываемых пород гранобластовая или лепидогранобластовая, реже порфиробластовая и пойкилобластовая; богатые силлиманитом участки иногда фибробластовые.

Минералогический состав глиноземистых гнейсов характеризуется большой изменчивостью (см. табл. 44). Среди них можно выделить следующие основные разновидности: силлиманит-кордиерит-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые, кордиерит-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы (и сланцы), биотитовые гнейсы с гранатом, кордиеритом или силлиманитом.

Границы между выделенными разновидностями нередко весьма условные, обычно в пределах одного разреза наблюдается несколько, которые имеют взаимные переходы. Во многих скважинах (Ф-154, Ф-190, Ф-197, Ф-223, К2 Кабала) в этих породах содержатся мусковит и графит, иногда андалузит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, редко турмалином (скв. Т-4) и ишинелью (скв. Ф-146), рудные — пирротином, пиритом, магнетитом, ильменитом, редко халькопиритом (скважины У-320, Ф-194 и скважины Ульясте) и сфалеритом (скважины 312, 311, Я-3 и скважины Ульясте).

Плагиоклаз имеет варьирующий состав — обычно олигоклаз-андезин (N° 25—40), но в богатых силлиманитом и гранатом разновидностях (скважины Φ -146, Φ -200, Φ -201) нередко более основной — лабрадорбитовнит (N° 50—85). Местами наблюдается мирмекитизация и альбитизация плагиоклаза, нередко калишпатизация.

Кордиерит присутствует в гнейсах спорадически, нередко приурочен

Gr	Cord	Sil	Mu	Ap	Erz	Nº P
6,2	5,4	1	_		0,2	30
6,0	AUTHOR DO				0,5	45
6,7		E STEFFIE	gra _orago		0,3	MAGE TO SERVICE
5,5	Bally Language			0,3	0,5	32
. 1	10	1	ST 10 - 10 - 10 - 10 - 10 - 10 - 10 - 10	tigat _ tellists	RODE-Divis	33
deg_w or	OTHER DIE	8,0	3,3	-	0,3	3 301-
8,4		0,7		0,2	3,8	39
_		9,5	1	-	0,6	-
_	8,8	0,1	_	_	0,1	-
2,3	6,8				_	_
	2,7	0,9	1,7	_	_	28
_	9,4	0,3	1,3	_	_	29
47,5	_	_		3,5	4,8	-
3	16,3				_	39
6,8		_	_	La_Telqui	H. STARRES	27
3,3	10,1	8,3	Marin Marin	0,2	Section 1	48
	2,7	5,9			0,9	50
ann-Zahiriy	13,5		1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	0,3	0,8	38
-	3,1	7,9		-	2,4	-
A THAT	17,4	1,1	100-210-31	-	3,9	39

Таблица 45 Количественно-минеральный состав биотитовых микрогнейсов (в об. %)

№ п. п.	Номер образца	PI	Ksp	Q	Bi	Gr	Ap	Erz	Nº PI
1	1463203	53,1	0,7	29,8	14,4	_	_	0,9	1
2	1482642	37,7	10,1	36,7	13,2	_	0,2	2,1	_
3	1483328	37,2	20,4	22,3	18	-	_	1,8	39
4	1542130	39,9	_	28,8	29	1,8	0,3	0,2	42
5	1483451	38,6	25,2	20,7	12,8	-		2,7	_
6	1573203	29	2,7	33,1	32	2,1	0,1	0,4	
7	1573395	28,6	5	39,3	22,2	_	0,4	3,7	44
8	1604105	42,5	1	37,6	18,7	_	0,2		30
9	1633779	48	_	33,1	18,6		0,3	_	_
10	1822778	39,4	13,8	33,1	13,1	0,4	0,3	-	30
11	1822952	38,4	9,6	39,1	12,7	-	0,1	-	30
12	1862688B	47,8	_	28,3	17,6	-	1,8	2,2	44
13	1993330	40,7	3,7	46	8,9	_	_	0,7	30
14	2013969	30,3	-	30,8	38,4	_	-	0,5	43
15	2014500	10,7	_	41,8	46,7	_	0,8	_	_
16	3184100	41,8	_	40,7	17,5	_	_	_	_

П римечание. Для Siloпределен N° 3 — 0,3, для Graph — N° 1 — 0,5, N° 6 — 0,6 и N° 7 — 0,4, для Zr — N° 1 — 0,6 и N° 11— 0,1, для Мп — N° 7 — 0,4 об.%.

к более мигматизированным участкам, образует небольшие неправильно-изометрические зерна, которые иногда содержат мелкие иголки силлиманита. Часто встречаются клиновидные неправильные полисинтетические двойники. Силлиманит присутствует в виде фибролита, реже наблюдаются и призматические — суставчатые — кристаллы. Размеры сноповидных волокнистых агрегатов до 5×20 мм, редко обнаруживаются радиальнолучистые агрегаты (скв. Φ -160). Силлиманит часто связан с биотитом и кордиеритом (симплектитовые агрегаты), замещается мусковитом (серицитом) и каолинитом. Гранат образует неправильно-изометрические, нередко скелетные зерна диаметром до 10 мм, почти всегда содержащие включения кварца, биотита, апатита, циркона, рудного минерала и редко графита. Андалузит образует мелкие угловатые зерна, приуроченные преимущественно к биотиту и кордиериту. Местами он замещается зеленой слюдой.

В группу слюдяных гнейсов входят обычно переслаивающиеся с глиноземистыми гнейсами биотитовые микрогнейсы, состоящие главным образом из кварца, плагиоклаза и биотита, а также мигматизированные слюдяные гнейсы, содержащие в небольшом количестве кордиерит, силлиманит, гранат и графит.

Биотит-плагиоклазовые микрогнейсы мелко- и тонкозернистого сложения, серого и темно-серого цвета, с синеватым или розоватым оттенком, с лепидогранобластовой структурой и тонкополосчатой до массивной текстурой.

Минеральный состав микрогнейсов довольно постоянен (табл. 45), как и состав плагиоклаза (обычно андезин N^0 30—46).

Глиноземистые и слюдяные гнейсы, обогащенные графитом и сульфидом

Гнейсы этой группы широко распространены на площади Ульясте, реже за ее пределами. Графит- и сульфидсодержащие "черные гнейсы" в разрезах обычно ассоциируют с другими разновидностями глиноземистых гнейсов. Это темно-серые или черные, мелко- и среднезернистые гнейсовидные породы. Минеральный состав их варьирует (табл. 46). Акцессорные минералы представлены апатитом (до 20% в скв. Ф-131), цирконом и монацитом, рудные минералы – пирротином, реже пиритом, магнетитом и гематитом, изредка халькопиритом, сфалеритом и галенитом, Графит образует тонкие удлиненные выделения, часто изогнутые и тесно связанные с биотитом и сульфидами. Субпараллельная ориентировка зерен графита и биотита придает гнейсам тонкополосчатую текстуру. Пирротин в обогащенных им интервалах встречается в виде выделений брекчиевилной текстуры: он цементирует обломки пород или отдельные зерна минералов. Местами пирротин встречается в виде прожилок. В менее обогащенных интервалах образует мелкую рассеянную вкрапленность. Нередко пирротин замещается пиритом, магнетитом и гематитом, а в выветрелой части гидроокислами железа.

Плагиоклаз встречается в виде андезина (N^0 35—38) и реже лабрадора (до N^0 66); иногда он зонален — в краевых частях более основного состава.

Кварциты, карбонатные и карбонатно-силикатные породы

Перемежающиеся кварциты, мраморы и силикатные мраморы, пироксеновые породы и параамфиболиты широко распространены в районах Ульясте и Хальяла, а также в восточном обрамлении Тапаского блока. Они входят в состав ульястеской пачки. Кроме того, один или несколько из этих типов пород иногда встречаются за пределами перечисленных

Таблица 46 Количественно-минеральный состав графит- и сульфидсодержащих гнейсов (в об. %)

№ п.п.	Номер образ- ца	P1	Ksp	Q	Bi	Graph	Cord	Erz .	Nº PI
1	1523585	18,4	37,6	23,9	13,7	3	25 - 25	3,4	38
2	1523605	21,8	21,7	9,7	29,8	9,2	0-11	7,8	38
3	1523615	23	26,1	6,9	27,7	7,8	E - 88	8,5	-
4	1523985	15,4	37,3	26,3	10,8	1,5	3,4	2,4	35
5	1524020	10,4	58,7	1,2	23,8	2,4	9 - 00	3,5	_
6	1523956	29,7	37	5,3	25,2	1,5	-	1,3	36
7	1882387	28,6	23,7	26,3	10,8	1,7	1,4	7,4	_
8	1883345	4,5	36,5	22,2	2,2	6,6	6,2	21,8	
9	1882579	6,1	33,1	2	5,9	25	10,8	17,1	-

П римечани.е. Для Gr определены № 4 и № 6 соответственно 0,2 и редкие знаки, для SiI — № 4 — 2,7 об. %.

9. Зак. 2072

Таблица 47 Количественно-минеральный состав кварцита (в об. %)

Ν° п. п.	Номер образца	P1	Q	RPy	MPy	Ны
1	1313127	2,9	86	2,7	0,7	1,8
2	1882993	_	98,2	_	-	-

выше участков, в разрезах глиноземистых гнейсов, вероятно, в верхней части алутагузеской толщи.

Макроскопические кварциты — это серые, зеленоватые или розоватые сливные или нечеткозернистые породы. Под микроскопом кварциты средне- и крупнозернистые, реже мелкозернистые. Структура кварцитов гранобластовая, зубчатая или кварцитовая, текстура обычно массивная, реже слабогнейсовая (скв. Ф-131, Ф-149). Они содержат скопления и включения, а также прослои, обогащенные плагиоклазом (плагиоклазовые кварциты, скв. 320, Ф-149, Ф-162), калишпатом (скв. Ф-149), роговой обманкой, куммингтонитом, актинолитом, диопсидом, ортопироксеном (Ф-131, Ф-149), гранатом, биотитом, пиритом, пирротином, карбонатом, реже мусковитом (скв. Ф-131), кордиеритом (Ф-149), графитом (скв. Ф-149), апатитом, сфеном, цирконом и магнетитом (табл. 47).

Содержание кварца в кварцитах обычно 65—90%, почти мономинеральные кварциты (кварца 98—99%) наблюдаются в разрезе скв. 5 Тарума. Кварц образует зубчатые изометрические, реже призматические зерна разной величины, с сильным волнистым погасанием. Содержание плагиоклаза (андезина № 35—45, реже анортита № 90—95) может достигать до 35% (в полевошпатовых разновидностях); он присутствует в виде призматических или изометрических зерен, обычно серицитизированных и кар-

Таблица 48 Количественно-минеральный состав амфиболитов, амфибол- и пироксенсодержащих гнейсов и метагаббро-метаультрабазитов (в об. %)

№ п.п.	Номер образца	PI	Q	RPy	МРу	Hbl	Bi	Cum	Ap	Erz	Nº PI
1	1313075	40,5	_	1,4	0,8	28,4	2,3	18,9	0,3	4,4	81
2	1463115	48,2	23,9	8,8	-	-	7	8,9	0,6	2,6	85
3	1542480	38,8	25,5		_	_	13,7	17,4	1,7	2,9	98
4	1493126	52,7	-	13,4	26,4	3,4	-	-	1	3,1	55
5	1493022	Редк.	-	7,3	8,7	44	-	-	0,2	3,5	82

Примечание. Для ОІ определены № 5 — 36,3, для Gг — № 1 — 2,5 и Graph — № 1 — 0,5 об. %. 1 — мелко-среднезернистый амфиболит с гранатом; 2 — мелко-зернистый биотит-куммингтонит-гиперстеновый гнейс; 3 — мелкозернистый биотит-куммингтонитовый гнейс; 4 — мелко-среднезернистый габбро-норит; 5 — мелкозернистый амфиболизированный перидотит.

	Bi	Gr	Ol	Cum	Ap	Erz	No bi
1	The state of the s	0,3	3	2,1	0,4	0,1	40
	1,6	-	_	-	0,2	Maline Horizon	- 0

бонатизированных. Плагиоклаз местами зонален: вокруг анортитового ядра имеется более кислая оторочка.

Роговая обманка встречается в небольшом количестве (редко до 5%), в виде призматических или неправильных корродированных зерен разных размеров. В большинстве случаев развивается по пироксену и куммингтониту. Клинопироксен образует удлиненно-призматические кристаллы разных размеров, часто замещающиеся роговой обманкой и карбонатом. Содержание клинопироксена может доходить до 20% (скв. Ф-131). Ортопироксен встречается значительно реже клинопироксена: содержание его не превышает 5% (скв. Ф-149). Он образует небольшие корродированные зерна, нередко замещающиеся куммингтонитом и актинолитом.

Куммингтонит (до 10%) образует вытянутые или удлиненно-призматические зерна разной величины, бесцветные и не плеохроирующие. Он развивается частично по ортопироксену (скв. Ф-131). Актинолит образует слабо-зеленоватые, вытянутые, местами волокнистые кристаллы, развивающиеся по пироксену. Содержание актинолита (тремолита) доходит до 5%.

Гранат встречается редко и количество его доходит до 10% (скв. Φ -131 и Φ -162).

Силикатные мраморы — можно выделить диопсидовые, оливиновые (форстеритовые), клиногумитовые и флогопитовые разновидности. Мраморы — мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые породы с массивной пятнистой текстурой и грано- или пойкилобластовой структурой, зеленовато-серого цвета. В мраморах, кроме перечисленных породообразующих минералов, в меньшей мере встречается пирротин (до 5%), пирит, магнетит, графит, амфибол, плагиоклаз, биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, шпинелью (скв. 47п) и сфеном, вторичные — серпентином, тальком и хлоритом.

Содержание кальцита в породе достигает 60—80%. Он образует полисинтетические псевдодвойники и изометрические зерна с зазубренными очертаниями. Количество диопсида, оливина и клиногумита может доходить до 25%, флогопита до 10%.

Пироксеновые породы — мелко- и среднезернистые, зеленовато-серого цвета, плотные, массивной текстуры, со структурой близкой к гранобластовой. Главный породообразующий минерал — клинопироксен (60—100%), который принадлежит к ряду диопсид — геденбергит и образует изометрические или короткопризматические зерна разной величины со средней степенью идиоморфизма. Здесь же обнаруживаются амфибол (актинолит)

(до 20%), ортопироксен (до 5%), пирротин (до 10%), кальцит (до 10%), плагиоклаз (до 5%), апатит, кварц, сфен, графит, пирит, магнетит.

Амфиболиты — в основном мелко- и среднезернистые породы темносерого или темно-зеленого цвета со слабо выраженной параллельной текстурой. Обычно встречаются в виде маломощных прослоев; более мощные слои обнаружены только скв. 320 Ухтна. Структура амфиболитов нематогранобластовая, местами нематобластовая. Встречаются биотитовые, плагиоклазовые и пироксеновые (скв. Ф-131) разновидности (габл. 48). Главный породообразующий минерал — роговая обманка (до 70%) и в меньшей мере куммингтонит (до 30%, скв. Ф-131), плагиоклаз (до 50%), биотит (до 30%), клинопироксен (до 20%), кварц (до 15%), ортопироксен (до 5%, скв. Ф-131) и гранат (до 5%). Акцессорные представлены апатитом, графитом (скв. Ф-131), цирконом; рудные — пиритом, пирротином и магнетитом.

Амфибол- и пироксенсодержащие плагиогнейсы

Породы этой группы встречаются на ограниченной территории в пределах алутагузеской толщи (см. табл. 1) и обычно переслаиваются с глиноземистыми гнейсами и редко (скв. Φ -149) с кварцитами. Гнейсы образуют маломощные прослои в глиноземистых породах, наиболее мощные интервалы их можно наблюдать только в разрезе скв. Φ -149.

Амфибол- и пироксенсодержащие гнейсы в основном мелкозернистого сложения, темно-серого или темно-зеленого цвета, сланцеватой или тонко-полосчатой текстуры, структура их от гранобластовой до порфиробластовой. Породообразующие минералы — кварц (0−40%), плагиоклаз (30−60%), биотит (5−30%), роговая обманка (0−20%), куммингтонит (0−20%), клинопироксен (0−10%) и ортопироксен (0−30%). Акцессорные представлены апатитом, цирконом, гранатом, рудные — магнетитом (до 3%), пиритом и пирротином. Плагиоклаз представлен битовнитом или анортитом (№ 75−95) и редко (скв. Ф-149) андезином. Относительно редкий клинопироксен образует небольшие призматические зерна с зеленоватым оттенком. Иногда он замещается роговой обманкой. Ортопироксен (гиперстен) встречается в виде мелких изометрических или слабовытянутых зерен или в виде порфиробластов, размером до 3 мм. Гиперстен бесцветный, не плеохроирует, содержит включения плагиоклаза, реже биотита. Местами замещается роговой обманкой или куммингтонитом.

Куммингтонит образует призматические или неправильно-изометрические зерна, бесцветные или со слабым зеленоватым оттенком. Часто встречаются полисинтетические двойники. Местами (скв. Ф-146) он развивается по ортопироксену — в виде каемки куммингтонита вокруг реликтовых зерен ортопироксена. Часто с куммингтонитом ассоциирует биотит, образуя субпараллельные тонкие полосы. Роговая обманка обнаружена только в скв. Ф-149, где она образует мелкие выделения неправильной формы, часто развивающиеся по пироксенам. Роговая обманка зеленая, со слабым плеохроизмом.

Метагаббро и метаультрабазиты

Породы этой группы установлены лишь в скв. Ф-149 (см. табл. 1). Метагаббро-нориты образуют маломощные (до 4 м) жилы или пропласты в кварцитах и гнейсах. Строение их от мелко- до среднезернистого; они амфиболизированы, зеленовато-серого или серовато-зеленого цвета в основном массивной текстуры. Структура пород габбровая или микрогаббровая. По химическому составу габбро-нориты довольно близки к оливиновым габбро. Метагаббро-нориты состоят в основном из плагиоклаза № 75–90, редко № 55 (40–60%), клинопироксена (5–30%), ортопироксена (3–30%), роговой обманки (0–20%), биотита (0–10%), реже встречается кварц (0–10%). Акцессорные представлены апатитом и гранатом. Нередко в габброидах отмечается мелкая вкрапленность сульфидов — пирита, пирротина, возможно халькопирита и пентландита. Повсеместно встречается также магнетит (до 5%).

Метаультрабазиты образуют маломощные (0,8-1,7 м) жилы или пропластки в кварцитах и гнейсах. В трех случаях они представлены мелкои среднезернистыми перидотитами и в одном среднезернистым пироксенитом. Породы серовато-зеленого до черного цвета, массивной текстуры, местами амфиболизированные. Химический состав их соответствует со-

ставу перидотита или амфиболового перидотита (по Дели).

Метаультрабазиты состоят из оливина (2–50%), клинопироксена (10–80%), ортопироксена (2–40%) и амфибола (0–45%). Акцессорные представлены ишинелью и апатитом, рудные магнетитом (до 5%), пирротином и пиритом, вторичные серпентином и кальцитом.

Граниты

Гранитоиды широко распространены в пределах Алутагузеской зоны (см. табл. 1). Как правило, они встречаются в виде маломощных жил, а в отдельных интервалах в виде теневых гранитов и мигматитов, и лишь в немногих разрезах скважин они доминируют. По всем признакам все встреченные гранитоиды образовались при ультраметаморфизме. Очень изменчив минеральный состав гранитоидов. Подавляющее большинство их плагиомикроклинового состава, но переходы к микроклиновыми плагиогранитам у них постепенные и наблюдаются также в пределах одного разреза (табл. 49). Минеральный состав во многом зависит от состава вмещающих пород. Обычно в наиболее основных породах (амфиболсодержащие породы и др.) встречаются богатые плагиоклазом разновидности. Состав вмещающих пород влияет и на состав самого плагиоклаза. В теневых гранитах нередко наблюдаются такие минералы, как роговая обманка, кордиерит, гранат и другие, встречающиеся и в соответствующих вмещающих породах.

Плагиомикроклиновые граниты, как уже отмечалось, наиболее распространенный тип гранитоидов. В основном они средне- и крупнозернистого сложения, реже пегматоидные, розовато- или красновато-серого цвета, массивной или слабо гнейсоватой текстуры. Микроструктура их от гранобластовой до гранитовой, местами порфировая и катакластическая. Главные породообразующие минералы: кварц (20–50%), плагиоклаз № 15—40 (10—50%), калишпат (10—50%), биотит (0—20%) и в меньшей

Таблица 49 Количественно-минеральный состав гранитоидов (в об. %)

№ п. п.	Номер образца	P1	Q	Bi	Mu	Gr	Mi	Erz	Nº PI
1	1463330	36,9	45	10	_	2,5	5	0,5	_
2	1552870	31,4	41,5	0,7	0,4	-	26	_	17
3	1573084	50,7	39,7	1,9	1	-	-	6,7	_
4	1613544	16,7	24,2	5,8	3,6	-	49,5	0,2	23
5	1623098	47,3	24,2	0,4	0,5	0,2	27,4	-	_

Примечание. Для Zr определен No 1 - 0,1 об. %.

мере мусковит, кордиерит, силлиманит, гранат и роговая обманка. Акцессорные представлены апатитом, цирконом, графитом, сфеном, ортитом, монацитом, рудные магнетитом (до 5%), пиритом и пирротином.

Микроклиновые граниты встречаются более редко. Они средне- и крупнозернистого сложения и реже пегматоидные, розоватого или красноватого цвета, обычно массивной текстуры. Главные породообразующие минералы: микроклин (40–80%), кварц (20–60%), в меньшей мере биотит (0–15%), плагиоклаз (олигоклаз), мусковит, гранат, кордиерит, силлиманит, роговая обманка. Акцессорные представлены апатитом, цирконом, сфеном, рудные магнетитом, пиритом и пирротином.

Плагиограниты в основном среднезернистого сложения, светло-серые, иногда с розоватым оттенком, обычно массивной, а иногда реликтовой гнейсовой текстуры. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (40–50%), кварц, (20–50%) и биотит (5–20%), в меньшей мере калишпат (0–10%), мусковит, роговая обманка, гранат и акцессорные — апатит, циркон, ортит и монацит. Рудные минералы встречаются в виде мелких рассеянных вкрапленников и представлены магнетитом, пиритом и пирротином.

ПОРОДЫ ХОГЛАНДСКОЙ СЕРИИ О-ВА СААРЕМАА

Наиболее полный набор пород хогландской серии обнажается, как известно, на о-ве Суурсаар [Нийн, 1976]. Ниже приводится краткое описание нового разреза пород этой серии по скв. 580 Ундва, расположенной в северо-западной части о-ва Сааремаа.

Порфириты разреза Ундва во многом сходны с порфиритами о-ва Суурсаар. Они темно-серые до черных, местами с красноватым оттенком, бедные фенокристаллами, порфировидные, массивные и плотные породы. Основная масса, состоящая из лабрадора (N^0 50–65), пироксенов, рудных минералов (до 2–5%) и других, мелкозернистая и скрытокристаллическая, имеет микроофитовую, а на отдельных участках кристаллическую и интерсертальную структуру. Призматические или таблитчатые фенокристаллы плагиоклаза (N^0 45–70) от светло- до темно-серого цвета, иногда с голубоватым оттенком размером 2–3, редко до 40–50 мм в количестве 3–10%.

Состав плагиоклазовых порфиритов разреза Ундва относительно кислый

Таблица 50 Химический состав пород хогландской серии в разрезе скв. 580 (в мас. %)

Компонент	Номер п	о порядку и номер а	нализа
ROMITOHEN	1 (5804385)	2 (5804120)	3 (5804196)
SiO ₂	59,22	71,82	66,44
TiO ₂	1,03	0,25	0,58
Al_2O_3	13,27	11,69	12,39
Fe ₂ O ₃	3,32	4,13	5,08
FeO	6,4	0,37	2,66
MnO	0,13	0,02	10,04
MgO	3,23	0,25	1,66
CaO	5,37	0,65	1
Na ₂ O	2,71	1,88	2,5
K ₂ O	3,15	7,8	4,5
P_2O_5	0,51	0,07	0,43
S _{общ}	0,15	0,06	0,05
CO ₂	0,04	0,06	0,04
H ₂ O	0,52	0,18	0,23
П.п.п.	0,83	0,6	1,95
Сумма	99,88	99,83	99,55

Примечание. 1—плагиоклазовый порфирит (лейкодиабаз); 2—кварцевый порфир с фенокристаллами калишпата; 3—кварцевый порфир с фенокристаллами полевых шпатов. Анализы выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР; аналитик М.Л. Калкун.

(табл. 50), они соответствуют андезитам или диоритам, в частности наиболее кислым порфиритам Центральной Швеции.

Кварцевые порфиры разреза Ундва несколько отличаются от кварцевых порфиров о-ва Суурсаар. Это буровато-красные или розоватые порфировые породы массивной текстуры, по всему разрезу выветрелые. Полно-кристаллическая, реже полустекловатая основная ткань (макроскопическая афанитовая) состоит главным образом из радиальных агрегатов полевых шпатов и кварца, переходящих в гранофировые или аллотриоморфные участки. Количество рудных минералов (в основном гематита) — до 5%. Мелкие круглые фенокристаллы темно-серого кварца размером до 3—4 мм составляют 3—10% объема породы. Размеры фенокристаллов полевых шпатов, представленных альбитом № 1—7 и микроклином—пертитом до 3—8 и редко до 10—20 мм; количество их колеблется в пределах 20—30%. Кварцевые порфиры Ундва как по минеральному, так и по химическому составу занимают промежуточное положение между соответствующими породами о-ва Суурсаар и Центральной Швеции.

ГРАНИТЫ РАПАКИВИ И ПОРФИРОВИДНЫЕ КАЛИЕВЫЕ ГРАНИТЫ

Впервые о находке гранитов рапакиви в кристаллическом фундаменте Эстонии упоминается в работе Л. Рюгера [Rüger, 1923], хотя, по-видимому, автор ошибочно принял за рапакиви позднекинематические микроклиновые граниты [Кууспалу, 1975]. Настоящие граниты рапакиви в фундаменте Русской плиты, в южном обрамлении Балтийского щита были описаны в керне скважины на Курземском полуострове Л.А. Варданянцем [1960], выделившим Рижский массив рапакиви. Впоследствии С.Н. Тихомиров [1965] привел описание гранитов рапакиви на территории Эстонии в разрезах скв. СГ-2 Кингисепп (северная часть Рижского массива), 115 Мурасте и 120 Найссаар (западнее г. Таллина). Монографически изучены массивные посткинематические граниты фундамента Эстонии Т. Кууспалу [1975]. Он сравнил гранитпорфир рапакиви Рижского массива (скв. СГ-2 и Рухну 500) с аналогичными породами Аландского массива и дна Ботнического залива, а порфировидные граниты описываемых ниже Мярь-

Таблица 51 Химический состав порфировидных калиевых гранитов и гранитов рапакиви (в мас.%)

10	Номер			K	Сомпонент			
№ п.п.	образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
		Мя	рьяма	аский	массив			
1*	3023320	63,52	1,08	13,67	3,02	3,66	0,04	1,83
2	3024874	65,44	0,88	13,06	2,98	2,79	0,11	1,65
3	3023344	67,38	0,80	13,07	2,59	2,30	0,11	1,12
4	3023275 .	65,06	1,10	12,72	3,74	3,30	0,13	1,55
5	93260	64,76	0,98	13,01	3,74	2,87	0,14	1,59
		На	йссаат	оский м	иассив			
6*	115-1955	72,41	0,22	13,42	0,43	2,10	0,04	0,28
7*	120-1444	60,07	0,34	19,10	3,65	2,52	0,15	0,61
		Н	Геэмес	кий ма	ссив			
8	1061733	67,96	0,56	14,10	1,46	3,11	0,07	1,00
9	1061985	68,78	0,30	14,37	1,37	2,01	0,03	0,84
10*	1151509	71,30	0,38	12,64	1,39	1,89	0,03	0,60
11	1151920	70,54	0,23	13,09	1,03	1,88	0,02	0,70
12	1191855	70,90	0,10	13,95	0,84	1,57	0,02	0,40
13	1191815	73,80	0,23	12,97	0,76	1,61	0,06	0,52
14	1061867	71,00	0,44	13,35	1,18	2,08	0,06	0,81
		Э	редаст	кий ма	ссив			
15*	3192768	70,78	0,40	12,12	0,19	4,60	-	0,84
16*	3193425	73,92	0,25	11,92	0,24	2,44	-	0,63
			Рижся	кий плу	тон			
17*	СГ2-5622	71,63	0,32	12,29	1,62	2,66	0,05	0,65
18*	СГ2-5698	72,98	0,30	12,42	1,19	1,70	0,04	0,18

^{*} Анализы заимствованы у Т.И. Кууспалу [1975]. Остальные анализы выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР; аналитик М.Л. Калкун.

ямааского, Неэмеского и Эредаского массивов с породами так называемых малых массивов Южной Финляндии (Бодом, Онас, Оббнас и др.) — гранитов III группы И. Седергольма [Эскола, 1967]. Т. Кууспалу рассматривал крупные и малые массивы в составе единой формации рапакиви.

В последнее время проводится сравнительное изучение гранитов рапакиви и их близких аналогов широким авторским коллективом при участии геологов Ленинграда, Латвии, Эстонии. По мнению Д.А. Великославинского (устное сообщение), порфировидные граниты малых массивов Финляндии отличаются от типичных рапакиви следующими особенностями:

1. Массивы относительно малых размеров (в плане диаметром до нескольких десятков километров). Массивы классических рапакиви гораздо большего размера и включают также тела основных пород типа габброанортозитов.

2. По минеральному составу это только биотитовые граниты. Структура их порфировидная, но не овоидная: вкрапленники калишпата идиоморфные. Дипирамидальный идиоморфный кварц в основной массе породы

		ar journ		Компонен	Т		in que	Rogell
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P2O5	S _{общ}	CO ₂	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
and the	d editor	Ms	рьяма	аский	масси	В		phone
3,78	2,93	4,58	0,46	0,09	a ogoro	0,12	0,78	99.56
3,24	2,75	4,88	0,43	0,20	0,13	0,24	0,73	99,51
3,40	2,88	4,70	0,37	0,16	_	0,13	0,56	99,57
3,62	2,85	4,00	0,67	0,23	120 110	0,19	0,64	99,80
3,65	2,47	4,43	0,46	0,22		0,16	1,06	99,54
		Н	айсаар	ский м	массив			
1,32	3,02	5,93	0,15	0,10			0,93	100,35
2,37	5,10	5,40	0,06	0,10	-		1,00	100,47
			Неэме	ский м	ассив			
3,27	3,22	3,55	0,20	-	-	0,20	0,81	99.51
2,46	2,35	5,65	0,12	0,13	0,28	0,29	0,72	99.70
2,53	2,80	5,90	0,13	0,05	-	0,16	0,67	100,47
2,14	4,40	5,30	0,10	0,17	0,26	0,34	0,16	100,36
1,90	5,00	4,50	0,06	0,11	0,13	0,30	0,14	99,92
1,71	2,76	4,95	0,09	0,10	g Priest	0,14	0,50	100,20
2,61	2,73	4,50	0,14	0,10	-	0,14	0,65	99,79
			Эреда	ский м	иассив			
1,68	2,22	6,00	0,12	0,01	_	0,19	0,92	100,07
1,32	2,18	5,70	0,08	0,02	THE R	0,15	0,87	99,72
			Рижс	кий пл	утон			
1,19	2,60	5,60	-	0,02	-	0,30	0,71	99,64
1,07	2,82	6,15	- B			0,13	0,98	99.96

Примечание. 1-6, 8-16 — порфировидный калиевый гранит, 7 — унакитовый микросиенит, 17, 18 — гранит-порфир рапакиви.

серый, иногда голубоватый [Кууспалу, 1971], но не черный, как у классического рапакиви. Текстура гранитов более или менее выраженно директивная, часто субпараллельная с гнейсоватостью вмещающих метаморфических пород.

3. По химизму порфировидные граниты более магнезиальные, чем

типичные граниты рапакиви [Великославинский, 1972].

4. Возраст порфировидных гранитов, по-видимому, несколько древнее возраста интрузий типичных гранитов рапакиви [Sederholm, 1934].

Исходя из сказанного, мы выделяем среди эстонских посткинематических гранитов две группы: 1) порфировидные калиевые граниты (массивы Мярьямаа, Найссаар, Неэме, Эреда) и 2) граниты рапакиви (Рижский плутон).

Нижеследующее петрографическое описание составлено по материалам Т. Кууспалу [1975] с некоторыми дополнениями. Химический состав пород охарактеризован в табл. 51.

Порфировидные калиевые граниты

Мярьямааский массив

Порода представлена везде розовато-серым ясно порфировидным биотитовым гранитом. Вкрапленники идиоморфного калишпата составляют 18—27% от объема породы, их длина — от 1 до 4 см. Основная масса породы средне-крупнозернистая. Крайне редко появляется структура рапакиви: тонкие плагиоклазовые оторочки вокруг калишпата. Модальное содержание светлых минералов — кварца и полевых шпатов (табл. 52) — соответствует граниту.

Порфировидный гранит сечется жилами аплита и местами гибридизирован: содержит кучнорасположенные, в повышенном количестве темноцветные (к биотиту прибавляется роговая обманка) и акцессорные (особенно сфен и магнетит) минералы, чужеродные, неполностью ассимилированные линзочки (мощностью до 5—7 см) ксенолитов основных кристаллических пород.

Под микроскопом калишпат гранита Мярьямаа представлен четкорешетчатым пертитовым микроклином (рентгеновская триклинность от 0,7 до 0,9), содержащим включения идиоморфного кварца, таблитчатого плагиоклаза, меньше биотита, сфена и др.

Биотит бурый с сильным плеохроизмом до светло-желтого (Nm = 1,636-1,644), располагается в виде скоплений, к которым приурочены акцессорные: сфен, апатит, циркон, флюорит и рудные — магнетит, пирит. Общая железистость по данным химического анализа (табл. 53) — 51%.

По химическому составу (см. табл. 51) мярьямааский гранит самый основной среди эстонских посткинематических гранитов; на диаграмме А.Н.Заварицкого он занимает поле, куда ложится и лаппее-гранит из Выборгского плутона рапакиви.

Более гибридные разности (см. табл. 51, № 1) соответствуют составу гранодиорита—кварцевого диорита.

Аплиты встречены в разрезе скв. 302 в виде четырех секущих жил мощностью 0,2—1,6 м. Это массивные мелкозернистые розовые породы, состоящие из микроклина, кварца, зонального плагиоклаза (с составом

Таблица 52 Количественно-минеральный состав порфировидных калиевых гранитов и гранитов рапакиви (в об.%)

-											
N° п.п.	Номер образца	P1	Ksp	Q	Bi	Mu	Mt	Ti	Fl	Ap, Zr	Nº PI
			Мяр	ьямаа	ский	мас	СИВ		1		BB 9 0
1	3023322 }	38,1	28,3	23,8	6,6	PQIO:	0,6	1,7	+	0,9	32
2	3023869	35,6	18,1	20,1	14,6	-	3	4.8	0,5	1.9	37
3	3024874	47,4	17,6	27,7	5,1	-	0,6	1,2	-	0,4	_
			Най	caapc	кий м	иасс	ив				
4	1151900	24,3		27,1	3,6	3,5	(Esta		0,4	0,2	4
5	Скв. 120	20-25	45-50	20-25	7	-	+	-	+	+	2-11
6	1201444	40-45	30-35	3	0	-	-	+	-	+	2
			Не	эмеск	ийм	асси	В				
7	1061985	33,8	18.3	37,4	9.4		0,4	_	0.1	0.4	_
8	1151920	33,8			8.8	+	0,4	+	+	-,-	_
9	Приблизи- тельная оценка	25-35		24-28		6-80 8683	-	h-71	-	-	-
			Эр	едаск	ий м	асси	В				
10	Скв. 319	15-35	35-45	20-25	7-8	-	+	-	+	+	-
			P	ижски	йпл	утон					
11	СГ2-5698	10,9	53	30	+	-	+	-	0,3	0,2	Ав

Примечание. Для Hbl определен № 2 - 0,8, для Mu - № 4 и № 8 соответственно 3,5 и знак + (присутствует), для Chl - № 6 и № 11 соответственно 2-3 и 4,8, для Cal - № 2, № 4 и № 11 соответственно 0,6, 0,7 и 0,4 об.%. Подсчеты минералов 1, 2, 4-6, 10, 11 выполнены Т.И. Кууспалу, из них 5 и 11 показывают приблизительное среднее содержание по нескольким шлифам, № 6 содержит дополнительно 10-15% эпидота [Кууспалу, 1975].

в ядре 20—31% Ап, на краю 6—23% Ап), с небольшим количеством биотита и редких зерен акцессориев: апатита, сфена, магнетита, псевдоморфозов окислов железа по ортиту, спорадически флюорита. Близконтактовых изменений не наблюдается.

Найссаарский массив

Порода массива представлена розовым порфировидным биотитовым гранитом со средне-крупнозернистой основной массой. Из-за идиоморфных вкрапленников калишпата (длиной 1—3 см) проявляется трахитоидная текстура (угол падения трахитоидности около 45°). В разрезе скв. 120 порфировидный гранит сечется вдоль трахитоидности жилами унакитового (гельсинкитового) микросиенита, вокруг которого создаются ореолы унакитизации мощностью в одну сторону около 2 м. Модальное содержание светлых минералов (табл. 52) порфировидного гранита соответствует граниту, а унакитового микросиенита — сиениту.

Породообразующие минералы гранита в скв. 115 Мурасте под микроскопом имеют следующий облик. Калишпат слагает сдвойникованные по карлсбадскому закону нерешетчатые, с пятнистым погасанием (триклинность от 0 до 0,7) таблитчатые кристаллы, часто обнаруживающие ритмическую кристаллографическую зональность, проявляющуюся двояко: в чередовании тонких различных упорядоченных зон и в зональном распределении жильного пертита. Темно-бурый биотит (Nm = 1,675) плеохроирует до светло-желтого и образует вокруг включений циркона и апатита плеохроичные дворики. Иногда с биотитом ассоциирует флюорит.

На диаграмме А.Н. Заварицкого химический состав мурастеского гранита (см. табл. 51) близок к составу кингисеппского гранит-порфира. По сравнению с гранитом рапакиви из Выборгского массива вектор описываемого гранита примыкает к полю аплитов рапакиви.

По мнению Т. Кууспалу [1975], гранит в скв. 115 представляет контактовую фацию массива, на что указывают расположение скважины, признаки быстрой ритмической кристаллизации, появление позднемагматического калиевого метасоматоза и флюоритизации за счет летучих из неостывшей внутренней части интрузии. Порфировидный биотитовый гранит из разреза скв. 120 с ясной трахитоидной текстурой и с более грубой зернистостью, чем гранит в скв. 115, по химическому составу и характеру породообразующих минералов близок к последнему. У него только менее четко выражена зональность полевых шпатов и маргинационная структура калишпата, а также не наблюдается позднемагматического развития мусковитовой ассоциации.

Неэмеский массив

Скважинами вскрыты биотитовые порфировидные граниты, по внешнему виду очень похожие на граниты Мярьямааского и Эредаского массивов, местами с более или менее ясной грубовертикальной трахитоидной текстурой. Идиоморфные калишпатовые вкрапленники длиной 1—4 см составляют 20—30% объема породы. В основной массе изредка встречаются тонкие плагиоклазовые оболочки вокруг зерен калишпата. На фоне однородного сложения в разрезе наблюдаются переходные маломощные (20—30 см) участки, обогащенные кварцем, плагиоклазом, темноцветными минералами. В порфировидном граните из скв. Ф-115 встречаются редкие

Таблица 53 Химический состав биотитов порфировидных калиевых гранитов

№ п.п.	Номер			Окисе	л, (в мас. %	6)	
Nº H.H.	образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	3024874	37,16	1,40	14,92	2,98	17,84	0,90
2	1061733	34,78	2,80	15,22	5,55	22,00	0,38
3	1151509	35,16	3,07	14,36	6,45	20,0	0,41
4	3192765	33,48	3,05	16,47	4,40	26,81	0,21

Примечание. Анализы 1, 2, 4 выполнены в химической лаборатории ИГГД; аналитик Е.Е. Зевелева; анализ 3 выполнен в Центральной лаборатории уг СМ ЭССР; аналитик А.И. Озерова.

пегматоидные кварц-калишпатовые зоны шириной около 10—30 см и на блюдаются явления унакитизации, а также единичные мелкие полуразложившиеся темноцветные ксенолиты. Под микроскопом калишпат образует таблитчатые четкорешетчатые кристаллы.

Биотит черно-бурый, с резким плеохроизмом до светло-желтого, с железистостью F = 66-70 (табл. 53), Nm = 1,671-1,674, содержит плеохроичные дворики, местами хлоритизирован, деформирован. Вместе с биотитом изредка появляется сине-зеленая роговая обманка (Ng = 1,717, Np = 1,694), по которой развит биотит.

На диаграмме А.Н. Заварицкого неэмеские граниты вместе с эредаскими занимают поле между мярьямааскими и найссаарскими гранитами. Из гранитов рапакиви Выборгского массива наиболее близки к ним порфировидные биотитовые граниты.

Эредаский массив

Порода представлена порфировидным биотитовым гранитом субтрахитоидного облика (длина вкрапленников калишпата 1—3 см, падение трахитоидности 40—70°) и по внешнему виду похожа на неэмеские и мярьямааские граниты. Изредка в ней можно наблюдать пегматоидные участки, к которым примыкают зоны, обогащенные кварцем. Своеобразная особенность эредаского гранита — заметно зональная голубоватая окраска дипирамидального кварца, обусловленная зональным распределением в кварце тонких иголок рутила [Кууспалу, 1971]. Модальное содержание светлых минералов в породе (табл. 52) такое же, как и у гранита.

Характер породообразующих минералов под микроскопом в общем тот же, что и у гранита Неэмеского массива. Следует отметить лишь значительную неоднородность калишпата, в котором участки и зерна с нерешетчатым строением изменяются и становятся в разной степени решетчатыми. Рентгеном обнаруживаются разноупорядоченные фазы с триклинностью от 0 до 1. Биотит более железистый и титанистый, чем биотит из вышеописанных массивов: Nm = 1,685-1,687 (табл. 53).

Из диаграммы А.Н. Заварицкого видно, что химический состав эредаского гранита, как и неэмеского, можно сравнить с химическим составом биотитовых гранитов рапакиви из Выборгского массива.

Acuer :	Окис	ел, (в мас.	76)		Сумма	Желези	Железистость		
MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Cymnia	F	f		
11,60	0,11	0,19	9,34	2,85	100,29	51,0	47.6		
6,56	0,33	0,42	8,45	3,35	99,84	70,2	65,		
7,58	0,64	0,15	7,74	4,01	99,57	66,0	60,2		
2,60	0,39	0,19	7,79	4,35	99,74	87,0	85,4		

Граниты рапакиви

Северная часть Рижского плутона

Рижский плутон занимает акваторию Рижского залива, включая южную часть о-ва Сааремаа в Эстонии и Курземский полуостров в Латвии.

По данным глубокого бурения, в северной эстонской части плутона обнаружены гранит-порфиры [Кууспалу, 1975; Тихомиров, 1965]. На территории Латвии вскрыты более разнообразные комплексы пород, в которые по данным О.А. Богатикова и А.П. Биркиса [1973] входят гранитоиды мангеритового ряда (кварцевые мангериты, мангеритовые граносиениты, мангеритовые граниты, кварцевые монцониты и сиениты), граниты рапакиви (выборгиты, питерлиты, безовоидные граниты), дайковые породы (средне-крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты, гранитпорфиры сферолитовой структуры, аплиты) и ряд массивов основных пород габбро-норит-анортозитового комплекса общей площадью более 2700 км².

В пределах Эстонии Рижский плутон вскрыт двумя скважинами — СГ2 Кингисепп и 500 Рухну — на глубину 28,4 и 3,4 м. Порода представлена кирпично-красным гранит-порфиром рапакиви с микропегматитовой основной массой, в которой наблюдаются мелкие миароловые пустоты с поперечником 1—2 мм. Последние выполнены большей частью кальцитом, низкотемпературным кварцем, флюоритом, альбитом и хлоритом. Фенокристаллы величиной в 1—8 мм представлены идиоморфным плагиоклазом и калишпатом. В гранит-порфире из скв. 500 встречаются редкие овоидоподобные вкрапленники калишпата размером до 1 см; здесь же присутствует в виде фенокристаллов идиоморфный дипирамидальный кварц.

Модальное содержание светлых минералов кингисеппского гранит-

порфира (см. табл. 52) соответствует содержанию гранита.

Под микроскопом видно, что вкрапленники полевых шпатов и кварца служили ядрами для эвтектической кристаллизации: они всегда окружены оболочками микропегматита, которые, укрупняясь и сливаясь, образуют

основную массу, а местами переходят в миароловые пустоты.

В породе из скв. СГ 2 пертитовый нерешетчатый калишпат (триклинность от 0,5 до 1) встречается в двух генерациях: в составе вкрапленников и микропегматита. Минерал интенсивно пигментирован дисперсным гематитом, нередко содержит первичные включения кварца, плагиоклаза, флюорита, хлоритизированного биотита и вторичных кальцита и хлорита. Плагиоклаз образует раздельные идиоморфные вкрапленники, а в наиболее крупнозернистой части микропегматита каймы вокруг калишпата. Плагиоклазовые вкрапленники часто окружены калишпатовой оболочкой, переходящей в микропегматит. Вкрапленники в виде пятен антипертитовые, серицитизированные, альбитизированные до состава чистого альбита и плагиоклазовых каем.

Биотит целиком хлоритизирован, и к нему приурочены неправильные выделения флюорита, кальцита, магнетита, призмочки циркона, апатита.

На диаграмме А.Н. Заварицкого векторы гранит-порфира попадают в поле неэмеского гранита. Его химический аналог из Выборгского плутона — порфировидный биотитовый гранит.

ГЛАВА IV

О МЕТАМОРФИЗМЕ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ

Специальные исследования регионального метаморфизма пород складчатого основания Эстонии были начаты в связи с составлением в Институте геологии и геохронологии АН СССР "Карты метаморфических поясов СССР" [1975]. Первые результаты этой работы обобщены в ряде коллективных статей [Коппельмаа и др., 1978; Пуура и др., 1976в; Биркис и др., 1972, 1976].

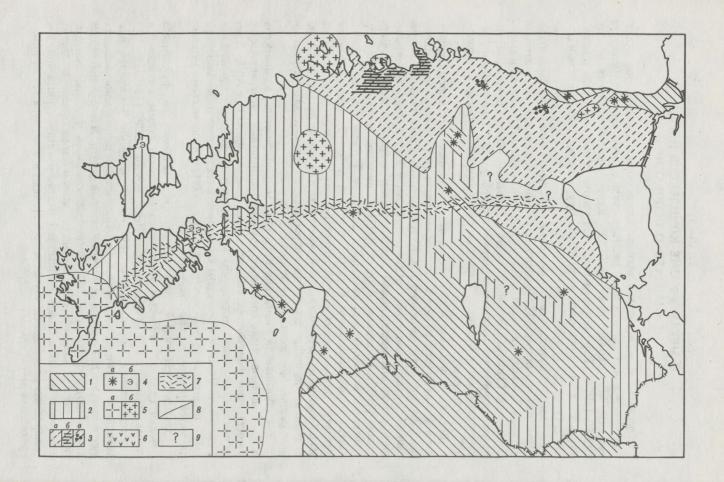
В итоге проведенного исследования в складчатом основании были выделены два комплекса: 1) условно архейские комплексы гранулитовой (Южная Эстония, Тапаская и Йыхвиская зоны Северной Эстонии) и амфиболитовой (Западная Эстония) фаций и 2) свекофеннские (ранне- до среднепротерозойские) комплексы амфиболитовой фации в Таллинской и Алутагузеской зонах Северной Эстонии, а также на о-вах Суурсаар (Хогланд) и Суур-Тютарсаар.

Детальное описание и сопоставление метаморфических пород Таллинской и Алутагузеской зон со свекофеннскими (протерозойскими) породами Балтийского щита дано Т.И. Кууспалу и Х.Я. Коппельмаа. При отнесении к архею комплексов гранулитовой фации Южной Эстонии учитывались результаты исследований метаморфизма, произведенных А.П. Биркисом [1967; Богатиков, Биркис, 1973] на смежной территории Латвии. Отнесение метаморфизма комплекса Западной Эстонии к архею основывается на формационном сходстве исходных пород Западной и Южной Эстонии, на ареальном высокотемпературном характере метаморфизма амфиболитовой фации и на других критериях [Пуура, 19746], о чем было сказано выше, при рассмотрении вопросов стратиграфического и структурного расчленения фундамента Эстонии.

Для обоснования выделения различных метаморфических комплексов X.Я. Коппельмаа были специально изучены минеральные парагенезисы их и составлены парагенетические диаграммы равновесия АСF и А'FK. В результате был сделан вывод, что породы метаморфических комплексов фундамента Эстонии в основном характеризуются равновесными минеральными парагенезисами [Коппельмаа и др., 1978], и лишь местами устанавливаются диафторические изменения их.

Схематическая карта метаморфизма кристаллического фундамента Эстонии (рис. 12) является дальнейшим развитием схемы, вошедшей в состав упомянутой "Карты метаморфических поясов СССР" [1975].

Исследования химического состава метаморфических минералов развернулись только за последние 5 лет. Полученные данные использовались уже в статье Х.Я. Коппельмаа и других авторов [1978]. В настоящей работе использованы результаты 144 химических анализов граната, биотита, гиперстена и роговой обманки, взятых из главных пород (в первую очередь из глиноземистых и богатых кальцием) различных структурных зон. Метаморфические минералы изучал и подготовлял к анализу, а также интерпретировал результаты его В.М. Клейн.



УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ПРОГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ЯВЛЕНИЯ ДИАФТОРЕЗА

Минеральные ассоциации метаморфических пород были достаточно полно охарактеризованы при петрографическом описании их. Ниже отметим лишь особенности минеральных ассоциаций, имеющих какое-то значение для характеристики условий регионального метаморфизма.

Судя по взаимоотношениям минералов, для пород гранулитовой фации Южной Эстонии и Йыхвиской зоны характерны в целом сосуществующие (равновесные) минеральные ассоциации. В глиноземистых породах встречаются ассоциации гиперстена с биотитом, гранатом и (или) кордиеритом, но не с силлиманитом. Это свидетельствует о силлиманит-андалузитовом типе метаморфизма, для которого характерно относительно низкое давление. Обильное развитие граната и кордиерита в глиноземистых породах Южной Эстонии позволяет отнести их к кордиерит-биотит-ортоклазовой субфации, по В.И. Кицулу [1971].

Для богатых кальцием пород наиболее характерен широко распространенный парагенезис роговой обманки с моноклинным и ромбическим пироксенами. Учитывая особенности состава минералов и опираясь на данные Г.М. Друговой, В.А. Глебовицкого и др. [1971], эти породы можно отнести к роговообманково-гранулитовой субфации [Биркис и др., 1972].

При сопоставлении всех имеющихся данных со схемой субфаций и фациальных серий В.А. Глебовицкого [1973, рис. 19] можно прийти к существенному выводу о соответствии описываемых пород роговообманково-гиперстен-диопсид-плагиоклаз-кварцевой субфации из фациальной серии A_2 андалузит-силлиманитовой группы. Парагенезисы глиноземистых пород соответствуют силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации схемы В.А. Глебовицкого. К таким же выводам приводят результаты исследования минералов, в частности расчеты P- и T-метаморфизма, о чем будет сказано ниже.

Парагенезисы пород прогрессивного метаморфизма Йыхвиской и Тапаской зон в принципе тождественны парагенезисам Южной Эстонии, за тем исключением, что в Тапаской зоне не встречаются глиноземистые породы. Таким образом, можно считать вероятным сходство условий метаморфизма этих пространственно разобщенных комплексов.

Комплексу пород Западной Эстонии присущи устойчивый парагенезис амфиболитовой фации. Каких-либо реликтов гранулитовой фации или локального повышения прогрессивного метаморфизма до гранулитовой ступени не обнаружено. Повсеместная мигматизация всех типов пород

Рис. 12. Схема метаморфизма пород кристаллического фундамента

10. Зак. 2072

Комплекс пород архейских массивов и блоков: I — породы гранулитовой фации, 2 — породы высокотемпературной субфации амфиболитовой фации; 3 — свекофеннский комплекс пород высокотемпературной субфации амфиболитовой фации (a), участками с относительно низкотемпературными парагенезисами с мусковитом (b) или с высокотемпературными парагенезисами с гиперстеном (a); 4 — установленные проявления диафторических минеральных ассоциаций в породах гранулитовой (a) и амфиболитовой (b) фаций; b — граниты рапакиви b0 и порфировидные калиевые граниты b0; b0 — кварцевые порфиры и плагиоклазовые порфириты; b0 — отсутствие данных

позволяет отнести весь комплекс к высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Т. Кууспалу [1974, с. 230], детально изучавший плагиоклазы в образцах керна из опорного разреза Кохила, пришел к выводу, что метаморфизм здесь происходил в условиях, приближающихся к условиям гранулитовой фации. Отсутствие гранатсодержащих парагенезисов в богатых кальцием породах указывает на условия, соответствующие субфации куммингтонитовых амфиболитов. Ассоциации минералов глиноземистых пород соответствуют силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации фациальных серий A_2-A_3 андалузит-силлиманитовой группы, по В.А. Глебовицкому [1973]. По зонам тектонического дробления локально обнаружены ассоциации с эпидотом и другими, более низкотемпературными минералами.

Судя по повсеместно распространенной мигматизации, породы свекофеннского комплекса Северной и Северо-Восточной Эстонии (Таллинская и Алутагузеская зоны) относятся к высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. По парагенетическим диаграммам Г. Винклера [1969] и по структуре породы в целом равновесные. Исключение составляют глиноземистые породы и параамфиболиты ягалаской толщи в западном обрамлении Тапаского блока (скв. Ф-139 и Ф-141). В них, видимо, встречаются и неравновесные минеральные ассоциации, что подтвердилось изучением химического состава минералов из этих пород.

Парагенезисы богатых кальцием пород относятся к фации куммингтонитовых амфиболитов, а глиноземистых пород — к силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой и кордиерит-андалузит-ортоклазовой субфациям, по В.А. Глебовицкому [1975]. Появление в ассоциациях мусковита в районе р. Ягала (на площади между скв. Ф-101 и Ф-113) позволяет отнести здешние глиноземистые породы к кордиерит-андалузит-мусковитовой или андалузит-гранат-мусковит-биотитовой субфации фациальной серии A_2 . Такое определение субфации только по наличию мусковита несколько условное, если иметь в виду, что в процессах регионального метаморфизма при протекании реакции $Mu+Bi+Q \rightarrow Alm+Ksp+H_2$ О мусковит может сохраняться до $T\sim725^{\circ}$ С и $P\sim5$ кбар, если порода богата кварцем [Винклер, 1969, с. 191].

Минеральные парагенезисы метаморфических пород о-ва Суурсаар, по-видимому, свидетельствуют о том, что их образование происходило в условиях низкой и средней ступени амфиболитовой фации. Характерными парагенезисами в глиноземистых породах являются Bi-Gr-Mu-Pl-Q, а в богатых кальцием породах HBl-Bi-Pl-Mi-[Ti-Act]-Q.

Диафторические изменения установлены в комплексах пород Южной Эстонии, Йыхвиской и Тапаской зон. Слабые превращения регрессивного характера отмечены и в свекофеннском комплексе пород Северной Эстонии. В метаморфическом комплексе Западной Эстонии установленные в минеральных ассоциациях вторичные изменения в основном приурочены к зонам дробления и разломов.

В породах гранулитовой фации Южной Эстонии, видимо, имеются две генерации роговых обманок: сине-зеленая и буровато-зеленая. Сине-зеленая роговая обманка замещает в небольшом количестве пироксен (скв. 173 и 174). Отмечается развитие бурого биотита по гиперстену (скв. К 11 и К 1). В разрезе скв. 300 обнаружено два биотита, из которых один более

поздний (обр. 300-3). В этом же разрезе по зонам дробления развита ассоциация с андалузитом.

В Йыхвиской зоне на отдельных участках в магнетитовых кварцитах развит куммингтонит по пироксену, а в богатых кальцием породах пироксен частично замещен агрегатом амфибола и биотита; в глиноземистых породах развит парагенезис биотита с андалузитом.

В Тапаской зоне роговая обманка и биотит несут также признаки более позднего происхождения и развиваются по пироксенам.

Окончательно не выяснена природа вторичных изменений в породах Таллинской и Алутагузеской зон. Большинство их связано с зонами тектонического дробления и с гидротермальными процессами. Кроме того, выявлены и такие изменения в минеральных ассоциациях, которые, очевидно, позволяют говорить о слабом проявлении и здесь процесса регрессивного метаморфизма. Так, например, наблюдаются мусковиты двух генераций, одна из которых как будто бы относится к зоне I силлиманита (кордиерит-андалузит-мусковитовой субфации) прогрессивного метаморфизма, другая более поздняя. Возможно, что здесь протекает обратная реакция: Sil + Ksp → Mu + Q, хотя по соотношению минералов нельзя установить, в каком направлении шло замещение. Косвенным подтверждением возможности происхождения описанной выше реакции может служить то обстоятельство, что там, где образовался мусковит, обычно отсутствует микроклин (скв. Ф-113). Кроме мусковита, встречаются еще биотит и силлиманит. Отмечаются и случаи, когда в кордиерите включены остатки биотита, тогда как второй биотит явно развивается по этому кордиериту (скв. Ф-123). Регрессивные процессы проявляются и на участках распространения породы с ассоциациями высокотемпературной амфиболитовой фации (переходной к гранулитовой). Здесь установлен куммингтонит, замещающий гиперстен (скв. Ф-146 и Ф-225).

СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И ОЦЕНКА *Р-Т-*УСЛОВИЙ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В этом разделе рассматриваются особенности состава граната и биотита глиноземистых пород и биотитовых гнейсов, амфибола, пироксена и биотита богатых кальщием пород. В отличие от разделов, посвященных петрографическому описанию, в группу глиноземистых гнейсов объединены также микрогнейсы и содержащие гранат биотитовые гнейсы. Пересчет химических анализов гранатов, амфиболов и пироксенов проводился по кислородному методу [Булах, 1967], биотитов, по В.С. Соболеву [1949]. Так как химический состав биотитов зависит от химизма вмещающей среды [Ушакова, 1971; Усенко и др., 1972; Добрецов и др., 1972], они были разделены на две группы — а) глиноземистых гнейсов и б) амфиболпироксенсодержащих гнейсов, — которые рассматриваются ниже каждая в отдельности.

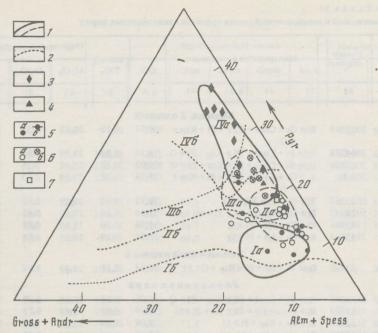
Проведенные нами исследования химического состава метаморфических минералов позволяют охарактеризовать породы гранулитовой фации Южной Эстонии, амфиболитовых фаций Западной, Северной и Северо-Восточной Эстонии и сравнить условия их метаморфизма, а также детализировать выводы, полученные при парагенетическом анализе минерального состава пород.

 Γ р а н а т. Химический и компонентный состав гранатов приведен в табл. 54. Все изученные гранаты относятся к пироп-альмандину. Сумма кальциевых компонентов (гроссуляр + андрадит) редко превышает 10% и поэтому на диаграмме Д.А. Великославинского [1972] точки состава гранатов попадают в поля субфации андалузитового типа (рис. 13). Таким образом, химический состав гранатов в целом не противоречит выводу об отнесении всех комплексов пород к андалузит-силлиманитовой группе фаций, сделанному на основании анализа парагенезисов. Этот вывод подтверждается дополнительно при исследовании распределения СаО между гранатом и плагиоклазом. На диаграмме No Pl — CaO $_{\rm Gr}$ [Соболев и др., 1972] все исследованные нами пары $\rm Gr$ — Pl однозначно указывают на анда-

лузит-силлиманитовый тип метаморфизма. Гранаты из пород гранулитовой фашии Южной Эстонии содержат пиропового компонента от 22,3 до 36,5% (табл. 54) и попадают в поле гиперстена гранулитовой фации (рис. 13). Гранат (обр. № 6) из гранат-биотитсиллиманитового гнейса амфиболитовой фации Западной Эстонии на диаграмме находится в поле зоны II силлиманита и по составу занимает промежуточное положение между гранатами из комплексов гранулитовой фации Южной Эстонии и амфиболитовой фации Таллинской и Алутагузеской зон. Такое же положение занимают и гранаты из пород алутагузеской толщи Хальялаской и Ульястеской площадей, а также гранаты глиноземистых пород ягалаской толщи вблизи Тапаской зоны (скв. Ф-139 и Ф-141). В гранатах Таллинской и Алутагузеской зон содержится от 8,3 до 18% пиропового компонента, и они располагаются на диаграмме (рис. 13) в поле зон ставролита, силлиманита и II силлиманита. Впрочем, на диаграмме Д.А. Великославинского часто отмечается явное несоответствие между расположением точек состава эстонских минералов в полях метаморфических зон и между зонами метаморфизма, определенными по наблюдаемым парагенезисам. На этом явлении мы остановимся ниже.

По железистости (табл. 54) гранаты четко подразделяются на группы. Первая — гранаты с общей железистостью F от 63,1 до 77% — охватывает гранаты гранулитовой фации Южной Эстонии. Вторая — с железистостью F от 75 до 81,1% — объединяет гранаты амфиболитовой фации Западной Эстонии и свекофеннских пород обрамления Тапаского блока (гранаты Хальялаского участка и пород скв. Ф-152 и Ф-139). Третья группа — с железистостью F от 82 до 92% — включает гранаты Таллинской и Алутагузеской зон и о-ва Суурсаар. Интересно сопоставить эти данные с железистостью гранатов из соответствующих ассоциаций ладожской серии [Нагайцев, 1974]. Оказывается, что гранаты первой группы соответствуют гранатам гиперстеновой зоны, второй — гранатам кордиерит-гранатовой подзоны силлиманит-калиевополевошпатовой зоны и третьей группы — гранатам биотит-силлиманитовой подзоны силлиманит-калиевошпатовой зоны, силлиманит-мусковитовой зоны и ставролит-андалузитовой зоны Ладожского метаморфического пояса.

Б и о т и т. Мы располагаем 43 химическими анализами биотита из ассоциаций с гранатом, кордиеритом или силлиманитом (табл. 55). При изучении метаморфизма по составу биотита чаще всего используются петроген-



Р и с. 13. Компонентный состав гранатов из глиноземистых пород Эстонии. Поля субфаций андалузитового и кианитового типов, по Д.А. Великославинскому [1972, рис. 38, 42]

Поля гранатов: I — андалузитового типа метаморфизма (зоны: Ia — ставролита, IIa — силлиманита, IIIa — второго силлиманита, IVa — гиперстена), 2 — кианитового типа метаморфизма (зоны: I б — граната, II — ставролита и кианита, III — кианита и силлиманита, IV — гиперстена); гранаты: 3 — гранулитовой фации Южной Эстонии, 4 — Западной Эстонии, 5 — Таллинской структурной зоны: a — собственно ягалаской толщи, 6 — западного обрамления Тапаского блока (скв. Ф-139, Ф-141), 6 — Алутагузеской структурной зоны: a — собственно алутагузеской толщи, 6 — ульястеской пачки алутагузеской толщи (Ульястеская и Хальялаская площади и восточное обрамление Гапаского блока), 7 — гранаты о-ва Суурсаар

ные элементы октаэдрической координации и в несколько меньшей степени элементы тетраэдрической координации.

Состав биотита нанесен на диаграмму Д.А. Великославинского [1972]. В породах Эстонии изменение состава биотита метапелитов зависит от степени метаморфизма в общем закономерно (рис. 14). Лишь три биотита попадают за пределы полей силлиманит-андалузитового типа, а обр. 300-3 (табл. 54) — в чрезмерно низкотемпературную часть графика. Вероятно, что последний образец отобран из интервала с интенсивным развитием более позднего низкотемпературного биотита, т.е. из диафторитов.

Состав некоторых образцов биотита (табл. 54, обр. 1211667, 3133484; табл. 55, обр. 1021987, 1862327) попадает в поле зоны силлиманита, хотя в образцах установлена ассоциация силлиманит—микроклин. Таким образом, и здесь наблюдается несоответствие, отмеченное выше при описании гранатов. В подавляющем большинстве состав биотитов попадает в поле II силлиманита и гиперстена и не поддается более детальному расчленению.

В породах Эстонии удивительно хорошо выделяются биотиты разных

Таблица 54 Химический и компонентный состав гранатов глиноземистых пород

270	Номер				Окисел	в мас.	%)
№ п.п.	образца	Минеральная ассоциация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	2	3	4	5	6	7	8
		Южная Эст	ония				
1	3005210	Bi + Gr + Cord + RPy + Pl + Ksp + + Q	39;94	0,11	20,68	1,58	27,2
2	3004778	Gr + Bi + Cord + Sil + Ksp + Pi + Q	38,18	0,03	21,99	0,85	28,70
3	3004790	Gr + Bi + Cord + Sil + Ksp + Pl + Q	39,02	0,1	21,14	3,74	25,00
4	300-3	Bi + Gr + Cord + RPy + PI + Ksp + + Q	38,14	0,03	22,24	0,60	30,02
5	5025365	Bi + Gr + Pl + Ksp + Q	39,32	0,07	21,89	0,56	25,78
6	5026345	Bi + Gr + Cord + Sil + Pl + Mi + Q	37,64	0,16	21,00	2,41	29,87
7	1745985	Bi + Gr + Mi + Pl + Q	37,56	0,10	21,35	0,88	31,61
8	1745964	Bi + Gr + Mi + Pl + Q	36,78	0,10	20,95	1,58	31,46
		Западная Эс					
9	33470	Gr + Bi + Sil + Pl + Ksp + Q	36,64	0,17	20,40	1,93	33,63
		Таллинская	и зона				
10	1132612	Gr + Bi + Cord + Sil + Ksp + Pl + Q	36,88	0,03	21,19	0,39	36,70
11	1211667	Bi + Cord + Gr + Sil + Mi + Pl + Q	36,94	0,03	21,40	0,20	35,60
12	1122895	Bi + Gr + Ksp + Pl + Q	36,04	0,07	20,56	3,08	32,33
13	1142470	Bi +Gr +Mi +Pl +Q	36,90	0,05	20,24	1,55	31,96
14	1104330	Bi + Sil + Gr + Cord + Graph + + Pl + Q	36,76	Сл.	20,42	0,64	33,98
15	141712	Bi + Gr + Pl + Mi + Q	36,76	0,1	20,40	1,19	33,06
16	151643	Bi + Gr + Mu + Pl + Mi + Q	37,10	0,04	20,45	2,40	33,61
17	1332191	Bi + Cord + Sil + Gr + Mi + Pl + Q	37,46	0,04	20,74	1,22	34,47
18	1331946	Bi + Cord + Sil + Gr + Pl + Mi + Q	37,41	0,04	21,02	1,94	32,96
19	1413658	Bi + Gr + Mu + Pl + Q	37,92	0,05	20,59	1,49	29,92
20	1394343	Bi + Gr + Pl + Q	37,66	0,13	20,93	1,40	26,50
21	1392967	Gr + Bi + Pl + Q	37,02	0,08	21,13	1,26	27,58
22	1341793	Bi + Gr + Pl + Q Алутагузеск	36,86 ая зон	0,13 r a	20,50	1,25	30,53
23	3133484	Bi + Gr + Cord + Sil + Pl + Ksp + Q	36,68	0,3	21,21	0,20	35,95
24	1542100	Bi + Cord + Gr + Sil + Pl + Mi + Q	37,58	0,04	20,74	1,26	34,05
25	1442550	Bi + Gr + Cord + Sil + Pl + Mi + O	37,52	0,04	20,50	1,33	34,76
26	2003018	Bi + Cord + Sil + Gr + Pl + Ksp + Q	37,0	0,11	21,35	1,79	32,18
27	1902860	Bi + Cord + Gr + Sil + Pl + Mi + Q	37,36	0,06	21,20	2,10	33,19
28	1902972	Bi + Cord + Gr + Pl + Mi + Q	37,20	0,10	21,15	1,67	33,26
29	1862688	Bi + Cord + Gr + Pl + Q	37,12	0,41	20,91	1,55	30,89
30	1983278	Bi + Cord + Gr + P1 + Ksp + Q	37,48	0,06	21,15	1,31	33,62
31	2232860	Bi + Gr + Cord + Pl + Mi + Q	38,38	0,07	21,56	1,08	31,47
32	2223542	Bi + Cord + Gr + Sil + Pl + Mi + Q	37,24	0,04	21,65	1,79	33,19
33	1972950	Bi + Cord + Gr + Pl + Ksp + Q	38,86	0,08	21,35	1,48	32,39
34	1833128	Bi + Gr + Pl + Ksp + Q	37,80	0,06	21,73	1,57	31,30
35	1822778	Bi + Gr + Pl + Mi + Q	36,82	0,12	20,62	2,45	33,54
36	1573203	Bi + Gr + Graph + Pl + Mi + Q	37,88	0,10	20,45	1,00	26,22
		зеская зона, Ульястеск					
37	1993330	Bi + Gr + Pl + Ksp + Q	37,40	0,05	21,20	1,65	32,28
38	1523956	Bi + Gr + Graph + Mi + Pl + Q	37,04	0,05	21,57	0,34	33,08
39	1523985	Bi + Cord + Sil + Gr + Graph + + Mi + Pl + Q	37,90	0,05	21,25	0,65	32,32

OKN	сел (в ма	c. %)			Компо	нентный	состав		Желези	CIOC
MnO	MgO	CaO	Сумма	Pyr	Alm	Spess	Gross	Andr	F	f
		11	12	13	14	15	16	17	18	1
9	10	11		-		-	-			
				Южная					67.0	65,
0,48	8,14	1,60	99,74	33,0	61,6	1,0	Man Die	4,4	67,0	03,
0,56	8,91	1,14	100,33	36,5	59,4	1,3	0,5	2,5	63,1	63,
0,80	8,36	2,06	100,12	32,8	59,8	1,7	1,7	4,0	66,3	64,
0,50	7,85	1,08	100,46	30,3	65,7	1,0	1,5	1,5	68,8	68,
0,50	,,,,,						e cher		67.0	"
2,62	8.08	1,56	99,88	32,3	58,4	5,7	3,1	0,5	67,0	66,
0,55	6,80	1,60	100,03	26,7	67,3	1,3	0,7	4,0	73,1	71
1,39	5,65	1,12	99,66	22,3	71,7	3,0	3,0	-	77,0	76,
1,02	5,89	2,08	99,86	23,0	69,0	2,3	4,2	1,5	76,5	75
1,02	0,00	-,		ападн	аяЭс	пония				
1.06	5,16	1,37	100,36	20,0	73,7	2,3	-	4,0	80,0	79
1,06	5,10	1,57		Галли						
							1,3	1,0	87,4	87
1,25	3,16	0,80	100,37	12,7	82,0	3,0		0,5	84,0	84
1,30	3,94	1,02	100,40	15,7	78,3	3,0	2,5		82,0	80
1,46	4,49	1,83	99,86	18,0	73,4	3,3	-	5,3		90
3,45	2,07	3,31	99,53	8,3	74,0	8,0	6,2	3,5	91,0	
4,34	2,04	1,23	99,41	8,3	78,0	10,0	2,2	1,5	91,5	91
			00.65	7,7	76,3	10,0	4,0	2,0	92,0	91
4,35	1,88	2,01	99,65	11,7	79,0	6,0	0,3	3,0	89,0	88
2,36	2,69	1,20	99,85		79,0	2,3	1,0	2,0	83,9	83
1,06	3,89	1,05	99,93	15,7		2,7	1,5	1,5	83,0	82
1,20	4,26	1,05	99,88	18,0	76,3		7,0	3,0	83,5	83
3,04	3,71	3,49	100,21	15,0	68,0	7,0		4,9	78,5	78
5,47	5,09	2,54	99,72	20,3	59,7	12,3	3,7		77,6	77
4,88	5,41	2,44	99,80	21,4	60,6	11,0	3,5	3,5		8
5,45	2,87	1,80	99,39	11,7	70,7	12,3 ая зон	3,3	2,0	88,0	01
		E 10 06			81,3	5,3	2,2	0,5	89,0	89
2,35	2,66	0,96	100,01	10,7		3,0		1.5	85,5	8.
1,35	3,51	1,26	99,79	14,7	78,6			2,5	85,0	84
0,46	3,62	1,20	99,43	15,3	80,4	1,0		0,5	83,0	8:
0,61	3,91	2,63	99,58	15,7	75,3	1,3		0,5	85,3	8
0,95	3,49	1,36	99,71	14,3	79,7	2,0		1,0	82,0	8
0,78	4,38	1,17	99,71	17,3	77,7	1,7			84,5	8
0,89	3,38	4,32	99,56	13,3	72,1	2,3		2,0	87,0	8
1,86	3,07	1,09	99,64	12,7	80,0	4,3			84,5	8
1,68	3,51	1,46	99,21	15,0	77,0	3,7		THET		
2,22	2,80	1,04	99,97	11,3	80,7	5,0		gax v -	88,0	8
1,57	2,14	1,57	99,44	10,0	81,0			-	90,0	8
0,89	3,50	3,48			74,0	2,0		-	84,5	8
2,10	2,25	2,34			79,3	4,7	5,2	1,5	90,4	9
9.00	3.12	1.54	99,81	12,7	61,6	. 21,0) 1,7	3,0	87,0	8
A = -	TO DVD	eckas	зона,		еска	я и Хал	тьялас	кая п	пощад	И
		1,38			72,4	1,	3 1,5	2,5	77,5	,
0,65	5,59								81,1	8
1,25	4,54	1,59	99,46	21,0					78,6	7

1	2	3	4	5	6	7	8
	Алутагу	зеская зона, Улья	стеская и Х	алья	паская	площа	Ди
40	1463051	Bi + Gr + Pl + Ksp + Q	37,24	0.05	22,06	0,26	32,21
41	1463283	Bi + Gr + Pl + Ksp + Q	37,64	0,04	20,96	1,57	32,17
42	1493505	Bi + Gr + Pl + Ksp + Q	37,70	0,05	20,93	1,84	29,48
		О-в	Суурсаар				
43	92-1	Bi + Gr + Mu + Pl + Q	36.24	0.17	20,38	1,26	35,49
44	92-3	Bi + Gr + Graph + Pl + Q	36,96	0,23	21,29	0,80	24.84

Примечание. Номера 1, 2, 5-26, 29, 34-44 см. в табл. 4, 14, 33 и 34. 3 — кордиеритбиотит-гранатовый гнейс с силлиманитом; 4 — кордиерит-гранат-биотитовый гнейс с ромбическим пироксеном; 23 — кордиерит-гранат-биотитовый гнейс с силлиманитом; 27, 28 — гранаткордиерит-биотитовый гнейс; 30-33 — кордиерит-гранат-биотитовый гнейс; 34 — гранатбиотитовый плагиогнейс. Очередность глиноземистых минералов в парагенезисах дана в порядке убывания их процентного содержания. Химические анализы 1, 3, 6, 8, 9, 12, 13, 15-22,

Таблица 55 Химический состав и числовые характеристики биотитов глиноземистых пород

№ п.п.	Номер	Минеральная				Окислы	(в мас.	76)	
., 11.11.	образца	ассоциация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		Ю	жная	Эстон	ия				
1	3005210	Bi + Gr + Cord + + RPy + Pl + + Ksp + Q	36,82	5,0	14,20	3,70	13,65	0,05	13,60
2	3004778	Gr + Bi + Cord + Sil + + Ksp + Pl + Q	36,28	2,87	18,49	2,34	15,44	0,07	11,77
3	300-3	Gr + Bi + Cord + Sil + + Ksp + Pl + Q	37,52	1,00	20,49	2,41	13,45	-	11,44
4	5025365	Bi + Gr + Pl + Ksp + + Q	37,74	3,40	18,50	2,00	13,32	0,08	12,66
5	5026345	Bi + Gr + Cord + Sil + + Pl + Mi + Q	36,94	4,60	15,06	3,78	14,80	0,11	11,73
		3 а п	адная	эсто	ния				
6	33470	Gr + Bi + Sil + Pl + + Ksp + Q	35,72	2,80	18,12	3,95	17,01	0,08	8,68
		Йь	хвис	каязо	на				
7	1692197	Bi + Gr + RPy + Pl + + Ksp + Q	38,42	3,05	16,01	2,26	15,80	0,08	11,44
		Та	плинс	каяз	она				
8	1132612	Gr + Bi + Cord + Sil + Ksp + Pl + Q	34,18	3,44	20,32	2,05	19,82	0,05	7,41
9	1211667	Bi + Cord + Gr + Sil + + Mi + Pl + Q	35,24	2,58	20,23	2,38	17,25	0,06	8,83
10	1122895	Bi + Gr + Ksp + Pl + Q		3,02	18,00	2,85	17,53	0,20	9,68
11	1104330	Bi + Sil + Gr + Cord + $+ Graph + Pl + Q$	35,42	2,10	21,12	1,20	19,44	0,12	7,82
12	141712	Bi + Gr + Pl + Mi + Q	35,24	2,45	17,47	3,27	21,41	0,19	6,94

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Алу	тагуз	еская	зона, У	льяст	еская	и Хал	ьяласі	кая пл	ощад	и
0,90	6,19	1,36	100,27	24,3	70,0	2,0	2,7	1,0	75,0	74,
1,12	5,08	1,74	100,32	20,7	72,0	2,3	2,5	2,5	79,3	78
1,22	5,35	2,44	99,01	21,7	68,6	2,7	1,5	5,5	77,0	76
				О-в С	уурса	ар				
0,66	4,42	1,20	99,82	17,3	78,1	1,3		3,3	82,7	82
11,6	2,78	1,12	99,62	11,3	58,1	27,3	1,8	1,5	88,3	88

24-37, 39, 41-43 выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР; аналитик А.И. Озерова; 2, 4, 5, 7, 10, 11, 14, 23, 38, 40, 44 — в химической лаборатории ИГГД; аналитик В.Д. Бугрова.

$$F = \frac{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}} \times 100; \quad f = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}} \times 100.$$

	244		-		1					
	Окисе.	л (в мас.	%)			Числовь	ые харан	теристики	Желез	истость
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Сумма	а	t	- I'm	F	f
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
200	MOR	1000	27.5	Южн	ая Эст	ония	5 + 0100	1 1 1 1 1 1 1		15175
0,51	0,20	9,90	3.22	2,54	100,17	7	10	83	41,4	36,2
0,45	0,23	9,28	2,00	1,82,191	99,22	14	6	80	45,5	42,4
	5000	47.62				23	0 + 2	75	43,5	39,8
0,45	0,30	9,70	3,05	erial	99,81	23	2	13	43,3	39,0
0,11	0,31	9,06	2,88	E 21.12.	100,06	15	7	78	40,1	37,4
0,69	0,24	9,40	08.5	3,01	100,36	9	10	81	46,6	41,8
				Запад	ная Эс	тония				
0,80	0,15	10,00		3,29	100,60	19	6	75	57,2	52,5
				Йыхв	виская	зона				
1,12	0,32	8,75	n n-	2,82	100,07	12	6	82	46,8	43,8
* 50-50				T	20.514.53					
0,45	0,15	9,36	3,10	талл.	инская 100,33		7	75	62,2	60,1
							+104+)			
0,17	0,15	9,18	3,75	TE AT THE	99,82	21	5	74	55,2	52,4
0,86	0,20	8,52	-	3,67	100,09		6 4	79 76	54,0 59,6	50,5 58,4
	0,27	8,19	4,42	Lolds	100,10	20	+ 111	10	39,0	30,4
0,69	0,15	9,12	-	3,54	100,47	18	5	77	66,5	64,0
0,69	0,15	9,12	-	3,54	100,47	18	5	77	66,5	64,0

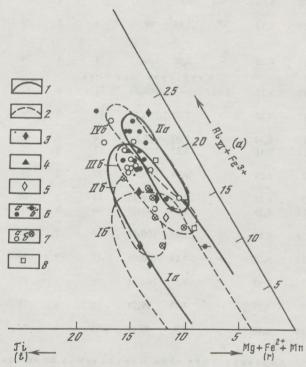
Таблица 55 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
,							3 4 5 2 6		
3	151643	Bi + Gr + Mu + Pl + + Mi + Q	34,30	1,92	19,27	3,88	19,32	0,12	6,90
14	1332191	Bi + Cord + Sil + Gr + + Mi + Pl + Q	36,20	2,80	18,99	2,07	17,31	0,06	8,96
15	1331946	Bi + Cord + Sil + Gr + + Mi + Pl + Q	36,46	2,95	19,18	1,68	17,07	0,06	9,10
16	1413658	Bi + Gr + Mu + Pl + Q	35,12	1,84	15,89	2,52	18,69	0,12	11,28
17	1394343	Bi + Gr + Pl + Q	37,18	2,75	17,66	1,35	15,55	0,23	11,68
18	1341793	Bi + Gr + Pl + Q	35,74	2,28	17,33	2,51	20,13	0,25	8,42
19	1142470	Bi + Gr + Mi + Pl + Q	33,64	3,12	16,98				
20						8,92	17,02	0,16	6,77
	1132064	Cord + Bi + Sil + + Ksp + Pl + Q	36,86	2,34	19,10	2,01	19,53	0,17	7,61
21	1133625	Bi + Cord + Graph + + Gr + Pl + Q	36,32	2,98	18,50	2,04	19,36	0,09	7,96
22	1021987	Bi + Mu + Cord + Sil + + Graph + Pl + + Mi + Q	35,34	2,26	19,07	3,54	17,75	0,17	7,65
23	1252294	Bi + Sil + Mu + Pl + Q	35,56	2,15	20,20	3,45	17,24	0,15	8,45
		Алут	агузе	ская	зона				
24	3133484	Bi + Gr + Cord + Sil + +Pl + Ksp + Q	34,72	2,73	21,31	2,00	19,26	0,12	6,62
25	1542100	Bi + Cord + Gr + Sil + + Pl + Mi + Q	35,56	3,12	18,27	2,93	18,46	0,06	7,94
26	1542130	Bi + Gr + Pl + Q	36,94	1,73	17,9	1,69	16,64	0,12	11,77
27	1442550	Bi + Gr + Cord + Sil +						,	
		+ P1 + Mi + Q	35,78	2,96	18,32	2,75	18,03	0,04	8,56
28	1862327	Bi + Cord + Mu + Sil + + Mi + Pl + Q	34,12	2,55	19,57	3,22	18,71	0,13	7,57
29	1822778	Bi + Gr + Pl + Mi + Q	34,1	3,38	16,1	3,75	23,26	0,11	5,81
30	2003018	Bi + Cord + Sil + Gr + + Pl + Ksp + Q	36,04	3,5	18,62	4,14	17,52	0,02	7,46
31	1902860	Bi + Cord + Gr + Sil + + Pl + Mi + Q	36,12	3,37	17,93	3,03	18,42	0,07	8,18
32	1902972	Bi + Cord + Gr + Pl + + Mi + Q	36,16	3,55	18,36	2,59	17,52	0,06	8,87
33	1983278	Bi + Cord + Gr + Pl + + Ksp + Q	34,3	2,56	19,22	3,89	18,67	0,12	7,62
34	1573203	Bi + Gr + Graph + + Pl + Mi + Q	37,12	2,24	17,92	3,41	16,48	0,33	8,74
35	1552882	Bi + Gr + Mu + Mi + + Pl + O	39,94	2,58	18,02	3,23	19,25	0,18	7,45
		Алутагузеская з	она У	апъя	паска	9 11 11 0	шапь		
16								0.05	0.40
36	1523956	Bi + Gr + Graph + + Mi + Pl + Q	35,46	3,05	19,3	0,72	18,03	0,05	9,42
37	1523985	Bi + Cord + Sil + Gr + + Graph + Mi + + Pl + Q	35,68	3,72	18,06	3	16,48	0,05	9,31
38	1463051	Bi + Gr + Pl + Ksp + Q	35,46	4	16,37	2,65	16,89	0,05	11,01
19	1463283	Bi + Gr + Pl + Ksp + Q	35,44	3,28	16,63	3,47	17,02	0,06	10,68
0	1493505	Bi + Gr + Pl + Ksp + Q	36,76	2,67	16,71	2,21	15,94	0,05	12,15
1	1562937	Bi + Gr + Pl + Mi + Q	37,36	2,7	16,2	2,83	18,91	0,29	8,91
								4 11/2 12	- 36

				*						
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	2
			4.00	95895	YES A		1	95		
0,63	0,15	8,60	-	5,03	100,12	21	4	75	64,9	61
0,48	0,16	9,45	BEAT &	3,74	100,22	18	6	76	54,5	52
0,40	0,16	9,35	-	3,49	99,90	17	6	77	53,5	51
0,74	0,25	8,56		4,67	99,68	9	4	87	51,2	4
0,87	0,13	9,13	and the same	3,28	99,81	13	5	82	45,0	4
0,40	0,12	9,52	_	3,56	100,26	14	5	81	60,2	5
1,51	0,20	6,30		5,07	99,69	23	7	70	67,5	5
				4,58	99,87	19	5	76	61,2	5
0,53	0,20	6,90		4,30	99,01	15	,	70		3.
0,48	0,18	8,40	010111	3,62	99,93	17	6	77	60,0	5
1,06	0,25	8,50		3,95	99,54	21	5	74	60,6	5
0,86	0,21	8,20	NH 17	3,70	100,17	22	4	74	57,7	5
0,00	0,22	0,20	A		узеская		aty view		ones;	
0,34	0,22	9,23	3,65	-	100,20	22	6	72	64,1	6
0,59	0,17	9,82	901411/	3,29	100,21	17	7	76	60,0	5
0,69	0,13	9,34	Harrison	3,03	99,88	14	4	82	46,5	4
				3,23	100,08	17	6	77	57,4	5
0,69	0,17	9,55		3,23	100,08	17	0	"	37,4	3
0,58	0,2	8,28	-	4,49	99,42	20	5	75	61,7	5
0,74	0,2	8,16	_	4,29	99,90	13	7	80	72	6
1,23	0,15	8,39	-/-	3	100,07	20	8	72	61,5	5
0,8	0,22	9,14	1-7	3,19	100,47	17	7	76	59,2	5
0,85	0,22	9,14	1	3,13	100,48	17	7	76	55,7	5
1,54	0,2	8,93	1/	3,5	100,55	19	6	75	62,1	5
								78	56.1	-
0,57	0,2	9,55	a nambi	3,19	99,75	17	5	10	56,1	5
0,58	0,18	8,48	-	4,3	99,19	18	6	76	62,7	5
		Алутаг		аязон	на, Халь					
0,11	0,19	9,64	3,85	metal A	99,82	15	6	79	53	5
0,59	0,18	9,45	-	3,65	100,17	16	8	76	53,7	5
0,74	0,14	9,6	STEERING	3,43	100,34	9	8	83	49,6	4
					100,53		7	81	51,5	4
	0.14	9.3	-	3.11	100,55	12	1	01	21,0	
0,74 0,58	0,14 0,11	9,3 9,24		3,77 3,48	99,9	11	5	84	45,3	4:

1	2	. 3	4	5	6	7	8	- 9	10
			О-в (уурс	aap				
42	92-3	Bi + Gr + Graph + + Pl + O	34,96		17,2	2,4	19,08	0,25	11,08
43	92-6	Bi + Gr + Pl + Ksp + Q	35,1	2	15,06	5,36	23,13	0,19	5,47

Примечание. Прочерк обозначает, что компонент не определялся. Номера 1, 2, 4-6, 8-19, 21-23, 25-30, 34-40, 42, 43 см. в табл. 4, 14, 33 и 43,3 — кордиерит-гранат-биотитовый гнейс с ромбическим пироксеном; 7 — гранат-биотитовый гнейс с ромбическим пироксеном; 20 — силлиманит-биотитовый гнейс; 24 — кординерит-гранат-биотитовый гнейс силлиманитом; 31-33 — гранат-кордиерит-биотитовый гнейс; 41 — биотитовый плагиотнейс с грана-



Р и с. 14. Состав биотитов из метаморфических комплексов Эстонии. Поля субфаций андалузитового и кианитового типов, по Д.А. Великославинскому [1972, рис. 29, 34]

Поля биотитов: 1— андалузитового типа метаморфизма (зоны: 1а— второго силлиманита и гиперстена, 11а— силлиманита), 2— кианитового типа (1б— гранулитовой фации; зоны: 116— второго силлиманита, 1116— силлиманита, 1176— ставролита и кианита); биотиты: 3— 10 жной Эстонии, 4— Западной Эстонии, 5— Йыхвиской зоны, 6— Таллинской зоны: f— собственно ягалаской толщи, 6— западного обрамления Тапаского блока (скв. 4139, 4141), 41, 42 — Алутагузеской зоны: 42 — собственно алутагузеской толщи, 43 — ульястеской пачки (Хальялаская площадь и восточное обрамление Тапаского блока), 43— о-ва Суурсаар; на графике буквы в скобках (40, 41, 41, 42, 43, 43, 44, 45, 4

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	(A) , 30	m) Herri	Man is	О-в	Суурсаа	ар	- minist		Message	THE TAX
OBA A	0,25	8,34	4,30	7-7	100,14	11	4	85	52,2	49,5
0,85	0,2	8,12	_	4,37	99,85	18	4	78	74,2	70,6

том. Очередность глиноземистых минералов в парагенезисах дана в порядке убывания их процентного содержания. Химические анализы 1, 5—7, 10, 12—23, 25—35, 37—41, 43 выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР; аналитик А.И. Озерова, 2, 3, 9, 24— аналитик З.К. Зульфикарова; анализы 4, 9, 11, 36, 42— в химической лаборатории "ИГГД; аналитик Е.Е.Зевелева.

метаморфических комплексов по общей железистости (табл. 55). Возможность разделения биотита различных зон метаморфизма с помощью диаграмм общая железистость породы $(F_{\rm пор})$ — общая железистость минерала $(F_{\rm мин})$ демонстрировалась несколькими исследователями. Наиболее четко с помощью ее разделяется биотит амфиболитовой и гранулитовой фаций [Закруткин, 1970; Володичев, 1971]. По одной лишь железистости минералов такого разделения нельзя получить, поскольку состав биотита во многом определяется составом породы и наличием в минеральной ассоциации граната [Батлер, 1967]. Так как в ходе химического анализа часто завышается содержание Fe_2O_3 за счет FeO [Ушакова, 1971], то следует пользоваться именно показателем общей железистости.

Все исследователи единодушны в том, что с возрастанием температуры метаморфизма содержание титана в биотите увеличивается [Добрецов и др., 1970, с. 406]. Как видно из табл. 55, на материале по Эстонии эту зависимость можно заметить, только точно устанавливая минеральные ассоциации и анализируя содержание титана в биотите отдельно в пределах известных парагенетических групп. Если же изменение содержания титана в биотите рассматривать, например, в связи с изменением железистости этого минерала [Седова, Дук, 1970], то можно обнаружить, что биотиты глиноземистых пород Эстонии на разной ступени метаморфизма разделяются намного лучше.

Мы пытались использовать предложенную Е.Н. Ушаковой [1971] дискриминантную функцию $Д_x$ для разделения биотита гранат-биотитовых пород гранулитовой и амфиболитовой фаций. При этом были получены следующие величины $Д_x$ биотитов:

Южная Эстония Там же, обр. 300-3	11,3-18,7	Алутагузеская зона Таллинская зона	3,1-9,3 $3,0-8,5$
Западная Эстония	8,2	О-в Суурсаар	4,6-8,1
Йыхвиская зона	14,1		
Хальялаская площадь и обрамление Тапаского блока (скв. Ф-141,			
Ф-139)	8,0-12,5		

Приведенные выше результаты полностью подтверждают выводы, относящиеся к фациям и зонам метаморфизма пород фундамента Эстонии. За границу гранулитовой и амфиболитовой фации Е.Н. Ушакова приняла величину $Д_x = 11,5$. Следовательно, биотит из пород Южно-Эстонского

Таблица 56 Химический состав ромбических пироксенов

	Номер	Минеральная			Окисел ((mac. %)		
№ п.п.	образца	ассоциация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	
		Южная	Эстон	ия				-
1	3005210	Bi + Gr + Cord + RPy + + Pl + KSp + Q	48,70	0,23	7,90	2,60	20,98	
2	5025300	RPv + Bi + Pl + Q	50,98	0,10	2,59	2,50	20,29	
3	1727106	Hbl + Bi + MPy + Pl	52,00	0,12	0,69	2,16	18,39	
4	1736180	Hbl + RPy + MPy + Bi + + Pl + Rsp	49,50	0,12	1,91	0,49	28,38	
5	1745900	RPy + MPy + Bi + Pl + Q	49,58	0,12	1.91	1.39	27.87	
6	1746177	RPy + MPy + Hbl + Bi + + Pl + Q	49,64	0,49	2,38	0,94	27,64	
		Йыхвис	кая зо	на				
7	1652538	Rpy + Bi + MPy + Pl + + Mi + Q	48,78	0,12	1,33	1,19	30,89	
		Тапаск	ий бл	ок				
8	1643412	Hbl + RPy + Bi + + Pl + Ksp + Q	49,84	0,25	1,65	2,16	28,05	

П р и м е ч а н и е. Название вмещающей породы см. в табл. 4, 20 и 26. Очередность темноцветных минералов в парагенезисах дана в порядке убывания их процентного содержания. Химические анализы: 1-5, 7, 8 выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР; аналитик А.И.Озерова, анализ 6 — в химической паборатории ИГГД; аналитик В.Д.Бугрова.

комплекса и Йыхвиской зоны принадлежит к гранулитовой фации. Биотиты Хальялаской площади и обрамления Тапаского блока определяются как переходные. Остальные биотиты, в том числе и биотит предполагаемой второй генерации обр. 300-3, являются биотитом амфиболитовой фации.

Ромбическим пироксеном в глиноземистых гнейсах встречены лишь в Южной Эстонии и в Йыхвиской зоне. Имеется только один химический анализ этого минерала из ассоциации Bi-Gr-Cord-RPy (табл. 56, обр. 1). По составу этот пироксен является гиперстеном с общей железистостью 44,5%. Он отличается высоким содержанием глинозема, что согласуется также с высоким содержанием Al_2O_3 во вмещающей породе.

Минералы богатых кальцием пород

Р о м б и ч е с к и й п и р о к с е н. Изученные нами пироксены по химическому составу являются гиперстенами с общей железистостью от 35 до 56,8% (табл. 56). Железистость гиперстенов в значительной степени зависит от железистости породы и остается всегда несколько ниже последней. Двумя методами — по содержанию и распределению элементов Mg-Fe-

		Окисе	ел (в мас.	%)		Tares San	Желез	истость
MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма	F	f
80000	12 PH EQ		Южн	ая Эст	пино	-5-12-	MH MAP	01
0,14	16,50	1,10	0,29	0,55	1,24	100,23	44,5	41,8
0,63	20,39	1,17	0,10	0,10	0,88	99,53	39,2	36,5
0,90	22,09	1,60	0.10	0,10	1,35	99,50	35,0	33,0
0,85	14,88	1,70	0,10	0,11	1,20	99,24	52,8	52,4
0,55	15,82	1,48	0,10	0,11	1,10	99,93	51,3	50,3
1,14	15,28	2,16	Не опр.	Не опр.	Не опр	99,68	52,5	52,1
			Йыха	виская	3040			
0,58	13,81	2,54	0,10	0,10	0,84	100,08	56,8	56,2
						1 1 + 18 +	BH THE	
			Тапа	ский б	пок			
0,90	14,00	1,89	0,15	0,15	0,88	99,92	54,0	52,3

Мп — АІ в пироксене [Яковлева, 1974] и с помощью дискриминантной функции [Добрецов и др., 1971] — была определена принадлежность гиперстенов к магматической или к метаморфической породе. Выяснилось, что шесть гиперстенов определяются обоими методами как метаморфические, а гиперстен обр. 1727106 как магматический. Однако все же кажется сомнительным, что первичная магматическая природа пироксена сохранилась в указанной выше породе, явно подвергавшейся гранулитовому метаморфизму.

Роговая обманка. Амфиболы — наиболее распространенные минералы богатых кальцием пород. Обычно они представлены зелеными или сине-зелеными роговыми обманками. Только в ассоциациях с пироксенами в породах Южной Эстонии встречается буровато-зеленая роговая обманка. Поскольку она является характерным минералом амфиболитовой и низкотемпературной гранулитовой фаций, то изучение ее имеет первостепенное значение. Нами исследованы 27 роговых обманок в основном из беспироксеновых ассоциаций (табл. 57), На диаграммах состава (рис. 15) они располагаются в поле между обычной роговой обманкой и гастингситом (паргаситом). Только три амфибола (табл. 57, обр. 1341950, 1413680 и 92-8) попадают в поле между среднестатистическим составом актинолита

Таблица 57 Химический состав и формульные характеристики роговых обманок

	Номер				Окисел	(в мас.	%)	
№ п.п. Номер образца		Минеральная ассоциация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
		Ожная	Эстон	ия				
1	1727106	Hbl + Bi + MPy + RPy + Pl	44,66	0,80	11,17	4.93	8,39	0,23
2	1736180	Hbl + RPy + MPy + Bi +	40,98	1,75	10,42	5,63	15,18	0,24
		+ Pl + Ksp						
3	664555	Hbl + Bi + MPy + Pl	41,70 .	1,61	10,60	4,27	14,19	0,31
4	B4294	Hbl + MPy + Bi + Pl	43,82	1,41	10,65	4,05	13,45	0,24
		Западная	эсто	ния				
5	33290	Hbl + Bi + Pl + Q	43,38	1,45	10,54	3,23	14,37	0,30
6	3572545	Hbl + Bi + Pl + Ksp + Q	41,22	1,70	10,55	6,30	15,30	0,34
7	Kox3366	Hb1 + Bi + P1	42,10	1,50	10,49	5.51	13,72	0,36
8	Kox3089	Bi + Hb1 + P1 + Q	41,28	1,62	9,89	7,30	14,43	0,39
9	Kox5365	Hbl + Bi + Pl + Ksp + Q	44,26	1,10	9,77	3,98	12,36	0,28
10	Kox4995	Hbl + MPy + Bi + Pl	41,26	1,85	10,39	5,87	13,25	0,27
11	Kox5509	Hbl + MPy + Pl	42,24	1,55	10,20	4,96	13,51	0,32
		Тапаск	ий бло	ок				
12	1533900	Bi + Hbl + Pl + Ksp + Q	41,68	1,15	12,37	6,73	14,69	0,52
13	1513817	Hbl + Bi + Pl + Q	42,02	1,40	11,35	4,85	13,79	0,37
14	1513985	Hbl + Bi + Pl + Q	41,92	1,40	11,34	5,45	13,21	0,36
15	1423724	Hbl + Bi + Pl	41,56	1,34	11,85	4.94	13,07	0,27
16	1424316	Hbl + Bi + MPy + Pl + Ksp + Q	42,96	1,22	10,69	4,97	13,39	0,32
17	1433348	Hbl + Bi + Pl	41,30	1,72	12,32	3,52	16,63	0,29
18	1513718	Hbl + Bi + Ksp + Q	41,86	1,55	11,18	4,60	13,19	0,32
		Таллинс	каяз	она				
19	1272124	Hbl + Bi + Pl + Q	42,06	1,00	11,18	4,70	13,19	0,38
20	1093605	Hbl + Bi + Pl + Q	40,00	1,18	12,41	6,57	16,90	0,42
21	141442	Hbl + Bi + Pl + Q	43,04	1,86	10,65	2,51	17,52	0,30
22	1302216	Hbl + Bi + Pl + Q	44,48	1,20	10,56	4,13	14,51	0,34
23	1323235	Hbl + Bi + Pl + Q	43,64	1,04	10,33	4,42	13,66	0,33
24	1341950	Hbl + Bi + Pl + Q	48,40	0,84	7,09	2,05	13,36	0,31
25	1413680	Hbl + Bi + Pl + Q	51,40	0,50	5,88	0,56	10,73	0,30
		О-в Су	урсаа	p				
26	92-8	Hbl + Bi + Pl + Q	48,58	0,85	6,74	1,07	16,12	0,24
27	92-12	Hbl + Bi + Pl + Q	44,00	1,16	10,36	4.06	18,78	0,43
			416				154 11 150 1	, ,

Примечание. 1-6,10-12,14-27 см. в табл. 4,14,20 и 33;7 — плагиоклазовый амфиболит,8 — амфибол-биотитовый гнейс;9 — биотитовый амфиболит,13 — биотит-амфиболовый гнейс. Очередность темноцветных минералов в парагенезисах приведена в порядке убывания их процентного содержания. Химические анализы 1-3, 5-16, 19, 21-27 выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР — аналитик А.И. Озерова, 4, 17, 18, 20 — в химической лаборатории ИГГД — аналитики Е.Е. Зевелева и В.Д. Бугрова.

и роговой обманки. По методике, предложенной С.П. Кориковским [1967], не получается ясного определения фациальной принадлежности роговых обманок Эстонии. Обычно в качестве индикаторов генезиса амфиболов предлагают использовать Al, Ti, Na + K и OH [Добрецов и др., 1970; Другова и др., 1971; Бондаренко, Дагелайский, 1968 и др.]. Однако в содержании Al и соответственно Al^{IV} не обнаруживается различий между роговыми обманками разных комплексов пород кристаллического фундамента Эстонии. Как уже отмечалось выше, отдельно группируются только рого-

		Ок	исел, (в	мас. %)		Форму	пьная хар	актеристика	Железис	тость, %
T	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма	AlIV	Na + K	AlVI+FeIII+	F	f
+	2.2	الوقاء			Ю	жная Э	стони	Я	7 100		1
	14,16	11,80	1,33	1,40	1,35	100,22	1,45	0,64	1,15	34,0	25,4
	8,50	11,13	1,30	2,00	2,28	99,41	1,68	0,77	1,06	57,4	51,6
	9,95	11,24	1,70	1,76	1,95	99,28	1,67	0,84	0,90	50,8	45,0
	10,68	11,36	1,18	1,08	2,40	100,32	1,53	0,58	0,94	47,8	42,0
					Зап	адная	Эстон	ия			
	11,20	12,00	1,07	0,64	2,00	100,18	1,40	0,43	0,88	46,8	42,4
	7,61	11,61	1,30	1,30	2,10	99,23	1,66	0,65	1,19	61,1	53,6
	10,21	11,66	1,45	1,42	2,07	100,09	1,65	0,71	0,94	51,2	43,6
	9,39	11,03	1,22	1,43	2,11	100,09	1,75	0,64	1,02	56,1	47,0
	12,25	12,20	1,39	0,46	1,98	100,03	1,52	0,49	0,83	42,6	36,8
	9,30	12,68	1,57	1,65	2,04	100,13	1,73	0,80	1,01	52,6	44,6
	10,00	12,29	1,33	1,41	1,94	99,75	1,54	0,65	1,00	50,7	43,7
					T	апаски	й бло	К			
	7,96	10,39	0,95	1,76	Не опр	. 98,20	1,72	0,62	1,37	60,2	51,7
	9,86	11,64	1,21	1,59	1,78	99,86	1,69	0,66	1,03	51,1	44,6
	10,19	11,77	1,20	1,56	1,86	100,26	1,69	0,65	1,10	50,2	41,0
	10,45	11,60	1,24	1,71	2,08	100,11	1,78	0,69	1,02	48,7	41,7
	10,37	11,20	1,77	1,58	1,04	99,81	1,58	0,64	1,00	49,5	42,5
	8,24	10,92	1,48	1,52	1,80	99,73	1,71	0,72	1,10	57,8	53,7
	10,48	11,38	1,25	1,51	2,25	99,57	1,71	0,73	0,97	48,5	42,0
					Та	ллинсь	сая зо	на			
	11,56	11,09	0,95	1,80	2,34	100,25	1,75	0,63	0,85	46,5	39,2
	7,13	11,00	1,01	1,61	2,10	100,33	1,89	0,61	1,22	64,7	57,5
	8,76	10,00	0,86	1,97	2,31	99,78	1,52	0,63	0,86	56,0	53,4
	10,26	10,00	0,94	1,37	2,28	100,07	1,43	0,53	0,99	50,2	44,8
	10,72	11,26	0,97	1,16	2,31	99,84	1,52	0,50	0,80	48,1	42,2
	13,00	11,49	0,65	0,53	2,38	100,10	0,98	0,28	0,54	40,0	37,1
	15,95	11,37	0,38	0,48	2,35	99,83	0,69	0,19	0,41	28,8	28,0
					(О-в Суу	рсаар				
	11,41	11,49	0,73	0,43	2,23	99,89	0,87	0,29	0,52	45,8	44,5
	6,96	10,57	1,07	0,70	2,29	100,38	1,39	0,44	1,03	64,9	60,7

вые обманки обр. 1341950, 1413680 и 92-8 (табл. 57), что вызвано, повидимому, не условиями метаморфизма, а химизмом вмещающей породы. Все остальные анализы группируются в интервале $Al_{oбщ}$ от 1,76 до 2,23 ф. ед. и по аналогии с роговыми обманками из амфиболовых пород разных комплексов андалузитового типа метаморфизма определяются как минералы высокотемпературной амфиболитовой или гранулитовой фации [Другова и др., 1971; Нагайцев, 1974]. Титанистость роговых обманок из разных метаморфических зон Эстонии колеблется в пределах от 0,09 до 11. Зак. 2072

Таблица 58 Химический состав биотитов богатых кальцием пород

№ п.п.	Номер	Минеральная ассоциация		Окисел	п, (в мас.	%)
. 11.11.	образца	минеральная ассоциация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
		Южная Эстон	ия			
1	1727106	Hbl + Bi + MPy + RPy + Pl	38,38	2,85	14,11	4,15
2	1736180	Hbl + RPy + MPy + Bi + Pl + Ksp	36,50	4,06	12,67	4,12
3	664555	Hbl + Bi + MPy + Pl	39,32	2,86	12,55	2,64
4	K14857	Bi + RPy + Pl + Ksp	36,46	2,44	15,52	3,71
		Западная Эсто	ния			
5	33290	Hbl + Bi + Pl + Q	37,48	3,25	13,68	4,43
6	Kox 3366	Hbl + Bi + Pl	38,40	2,78	13,37	3,34
		Й ыхвиская з	она			
7	1652538	RPy + Bi + MPy + Pl + Mi + Q	35,92	4,46	12,76	4,11
8	1952918	Bi + Hbl + RPy + MPy + Pl +	36,16	4,72	13,19	3,82
		+Mi+Q				
		Тапаский бл	ок			
9	1513718	Hbl + Bi + Pl + Ksp + Q	37,98	2,95	14,10	4,06
10	1513817	Hbl + Bi + Pl + Q	37,60	2,95	15,13	2,35
11	1433348	Hbl + Bi + Pl	36,22	4,32	14,44	1,86
12	1643412	Hbl + RPy + Bi + Pl + Ksp + Q	38,10	3,50	12,89	3,00
		Таллинская з	она			
13	1272124	Hbl + Bi + Pl + Q	37,30	2,00	14,81	4,76
14	1093605	Hbl + Bi + Pl + Q	36,00	3,30	15,01	3,99
15	141442	Hbl + Bi + Pl + Q	36,46	2,64	15,24	3,28
16	1302216	Hbl + Bi + Pl + Q	38,26	2,20	15,04	4,21
17	1413680	Hbl + Bi + Pl + Q	38,40	2,04	15,65	1,46
18	1041652	Hbl + Bi + Pl + Q	35,50	2,59	15,74	5,30
19	1073198	Hbl + Bi + Pl + Q	35,76	2,85	14,76	3,52
20	1082730	Hbl + Bi + Pl + Q	35,44	3,28	14,45	4,33
21	1172345	Hbl + Bi + Pl + Q	37,56	1,60	15,03	4,86
22	1163860	· Hbl + Bi + Pl + Q	37,10	2,60	15,13	2,85

 Π р и м е ч а н и е. Прочерк означает, что компонент не определялся. 1-5, 7-9, 11-22 см. в табл. 4, 14, 20, 26 и 33; 6- плагиоклазовый амфиболит; 10- биотитамфиболовый гнейс. Для H_2O^+ определены номера 11 и 14 соответственно 3,05 и 2,45 мас.%. Очередность темноцветных минералов в парагенезисах приведена в поряд-

0,21 формульных единиц (ф. ед.). По такой единичной характеристике нельзя отличать одну зону от другой. По предложенной Е.А. Костюк [1970] дискриминантной функции все изученные нами роговые обманки имеют $\Pi_x > 7$, и поэтому их следовало бы отнести к амфиболитовой фации. Железистость роговых обманок настолько зависит от железистости вмещающей породы, что делать какие-либо выводы на основе только этой характеристики невозможно.

Б и о т и т. В ассоциации с роговой обманкой биотит характеризуется более низким, по сравнению с биотитом глиноземистых пород, содержа-

		Оки	сел, (в м	rac. %)			Сумма	Железис	тость
FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма	F	f
			Ю	жная	Эсто	п и н			
10,06	0,17	17,47	1,23	0,10	8,90	2,51	99,93	30,8	24,4
17,60	0;17	10,82	1,54	0,23	8,66	3,56	99,93	52,7	48,0
15,18	0,21	12,80	1,60	0,34	9,38	2,62	99,50	45,2	. 41,8
11,85	0,17	14,14	1,70	0,23	8,26	4,03	99,51	36,3	30,8
			3 a	падна	я Эст	пино			
16,32	0,12	12,05	0,94	0,33	8,14	3,31	100,05	48,8	43,5
17,53	0,26	11,03	1,52	0,35	7,70	3,25	99,53	51,5	47,6
			Й	ыхвис	каяз	она			
19,14	0,09	9,59	0,95	0,23	8,66	3,90	99,81	57,2	51,6
22,55	0,18	7,07	1,38	0,15	8,83	2,59	100,64	67,7	64,5
			Т	апаск	ий бл	ок			
14,29	0,22	11,98	1,11	0,40	8,96		96,05	46,0	40,5
14,61	0,25	12,92	0,77	0,31	9,80	3,26	99,95	41,2	39,2
20,02	0,15	9.03	1,93	0.43	8,58	_	100,03	57,5	55,6
18,78	0,15	10,55	0,80	0,17	8,65	3,02	99,61	52,8	49,1
			Ta	ллин	ская:	вона			
14,97	0,30	12,53	1,37	0,20	8,70	3,46	100,40	46,4	39,6
20,62	0,27	8,56	0,23	0,15	9,29		99,87	61,7	58,0
19,25	0,17	10,03	0,74	0,14	9,20	3,20	100,35	55,6	52,0
15,28	0,20	11,38	0,94	0,31	8,30	3,30	99,42	48,7	43,2
13,15	0,17	14,80	1,37	0,15	8,25	3,60	99,79	36,8	35,0
18,54	0,40	8,80	1,03	0,15	9,00	3,29	100,34	59,5	53,3
18,53	0,32	10,69	0,39	0,15	9,06	3,83	99,86	53,5	50,0
19,83	0,42	8,64	1,37	0,20.	8,70	3,55	100,21	61,0	56,3
15,19	0,30	11,24	2,33	0,35	8,00	3,42	99,88	49,8	43,6
16,09	0,23	12,15	0,95	0,25	9,29	3,07	99,71	46,6	43,0

ке убывания их процентного содержания. Химические анализы 1 – 10, 12 – 13, 15 – 22 выполнены в ЦЛ УГ СМ ЭССР; аналитик А.И. Озерова; анализы 11, 14 – в химической лаборатории ИГГД: 11 – аналитик З.К. Зильфикарова, 14 – аналитик Е.Е. Зевелева.

нием ${\rm Al_2\,O_3}$ (табл. 58). Железистость его зависит от железистости вмещающей породы, притом эта связь выражена более четко, чем у биотита глиноземистых гнейсов, и маскирует зависимость железистости минералов от условий метаморфизма. Отмечается лишь тенденция отставания железистости биотита от железистости породы по мере повышения степени метаморфизма.

Титанистость биотита изменяется в более широких пределах, чем у роговых обманок. Все исследователи единодушно отмечают, что содержание титана в биотите глиноземистых пород повышается с возрастанием темпе-

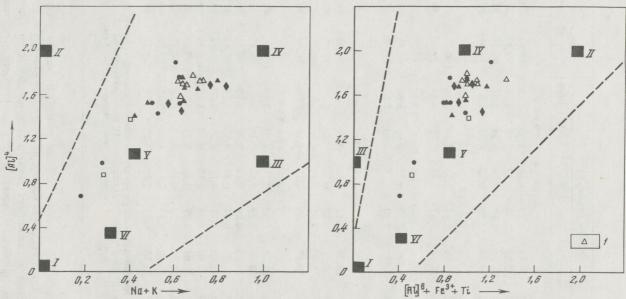


Рис. 15. Положение анализированных роговых обманок на диаграмме кальциевых амфиболов [Дир и др., 1965]

Теоретический состав амфиболов: I — тремолит, II — чермакит, III — эденит, IV — паргасит. Среднестатистический состав: V — роговая обманка, VI — актинолит; 1 — роговые обманки Тапаского блока; остальные условные обозначения см. на рис. 14: пунктиром ограничены поля развития природных амфиболов

ратуры [Добрецов и др., 1970, с. 406]. Такую же тенденцию мы отмечаем и у биотита основных пород, Исследованный биотит из разных структурнометаморфических зон имеет следующие пределы содержания Ті.

Структурно-	Содержание Ті в биотите,
метаморфические комплексы по зонам	ф. ед.
Таллинская зона	0,09-0,19
Западная Эстония	0,16-0,18
Тапаский блок	0,17-0,25
Йыхвиская зона	0,26-0,27
Южная Эстония	0,14-0,23

Как видно, титанистость биотита закономерно повышается от Таллинской зоны до Йыхвиской, что вполне согласуется с наблюдаемыми парагенезисами. Этой закономерности не подчиняется биотит Южно-Эстонского комплекса. Ввиду этого не исключено, что в гранулитовом комплексе Южной Эстонии более широко, чем предполагают, распространяются биотиты регрессивного метаморфизма.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ И ОЦЕНКА *P-T*-УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Как выяснилось из рассмотрения отдельных метаморфических минералов, состав каждого из них в отдельности не всегда четко реагирует на изменения степени метаморфизма. В связи с этим большой интерес представляет сравнительный анализ состава нескольких сосуществующих метаморфических минералов, широко используемый многими авторами [Барт, 1956; Маракушев, 1966; Перчук, 1970; Saxena, 1966; Gorbatschev, 1968b].

Изучение распределения петрогенных элементов между сосуществующими гранатами и биотитами глиноземистых пород позволяет сравнивать условия метаморфизма разных комплексов и регионов в целом. Для метаморфических пород Эстонии имеются анализы 33 пар минералов биотит—гранат. Это большое, на первый взгляд, число несколько теряет свою ценность, если рассматривать распределение анализов по разным зонам (комплексам) метаморфизма: совсем отсутствуют данные по этой паре из Тапаской и Йыхвиской зон и только по одному анализу имеется из Западной Эстонии и с о-ва Суурсаар.

Наибольшее количество сосуществующих гранатов и биотитов установлено в Таллинской и Алутагузеской структурных зонах. По этим данным метаморфизм свекофеннских пород Северной Эстонии в общем сходен с метаморфизмом пород Ладожского пояса, охарактеризованным Ю.В. Нагайцевым [1974]. Однако, как было указано выше, при описании особенностей состава отдельных минералов и при сравнении химических параметров пары минералов гранат—биотит из одних и тех же минеральных зон метаморфизма имеют определенные различия в условиях метаморфизма в Северной Эстонии и Ладожском поясе. Если химические параметры биотита и граната из зоны ІІ силлиманита, переходной к зоне гиперстена, практически не отличаются, то по соотношению железистости биотита и граната породы из зон ІІ силлиманита и силлиманита Северной Эстонии частично сопоставляются с менее метаморфизованными породами Ладож-

Таблица 59 Температура метаморфизма по геотермометрам Л.Л. Перчука и метаморфические индексы Фроста (М) пород кристаллического фундамента Эстонии

Метаморфиче- ский комплекс, фация	Номер образца	x _{Mg}	$\chi_{\mathrm{Mg}}^{\mathrm{Bi}}$	x _{Mg (Ti)}	Amph XMg (Ti)	$\chi_{ m Mg}^{ m Bi}$
1	2	3	4	5	6	7
		Южная	Эстони	Я		
Гранулитовая	3005210	0,330	0.586	_	_	0,586
фация, диафто-	3004778	0,369	0,545	_		0,500
рез амфиболи-	5025365	0,330	0,599			
товой фации	5026345	0,269	0,534			
	1727105	_	_	0,634	0,650	0,692
	1736180	_	_	0,435	0,407	0,473
	664555	_	_	0,515	0,464	-
	B 4294	_	_	-	-	_
	2	ападна	a Jamas			
Aschufarumana				ния		
Амфиболитовая	33470	0,200	0,428	-	-	-
фация	33290	-	-	0,479	0,515	-
	Kox 3366 Kox 4995			0,466	0,479	-
			-	-	-	
	Kox 5365	-	-	-	-	_
	Kox 5509 3572545		-	-	-	-
	3372343	_	-	- 1 100	-	-
		Йыхвис	каязо	на		
Гранулитовая фация, диафторез амфиболитовой фации	1652538	-	-			0,428
товой фации		Тапаск	ий бло:	к		
То же	1513718	_	_	0,505	0,495	_
	1513817	_	_	0,551	0,472	
	1433348	_	_	0,385	0,405	_
	1513985	_	_	_		
	1533900	_	_	_ 4		_
	1424316	_	_	-783	-EDO	_
	1423724	_	- 000	-	_	-
	1643412	- 100	-	-	-	0,472
Апут	arvaecka	4 30 4 3	Хапьа п	1204201	TOWNSTA	
	агузеска			таская п	пощадь	
Амфиболитовая	1463051	0,250	0,504			-
фация, переход-	1463283	0,207	0,485	-	-	-
ная к гранулито- вой	1493505	0,230	0,547		7	-
вин	1523956 1523985	0,189	0,470	-	-	-
		0,214	0,463	-	-	-
	1323983					
		утагуз	ескаяз	она		
Амфиболитовая			еская з 0,359	она —	-	_
Амфиболитовая фация	Ал	утагуз		она —	-	

	Нур	Amph	Pl	Опре	деление темп	ературы,	С, по	Метаморфи- ческий индекс
	XMg	Mg XCa	XCa	Gr-Bi	Amph-Bi	Нур-Ві	Amph-Pl	Фроста (М)
	8	9	10	11	12	13	14	15
-				10	ная Эсто:		5003	
					ная Эсто.	ния		
	0,555	-	-	700	9EA 0- 08	1.0 - 10	26135	4,91
	-	-	-	730	_	-	-	5,13
	-	-	-	690	_	-	_	4,92
	-	-	-	680	21-12-	-	_	4,88
	0,650	0,74	0,59	-	700	700	705	_
	0,472	0,70	0,46	_	620	730	700	_
		0,68	0,39		605	_	650	_
	-	0,77	0,41	-	200,0_	00 - 00	600	-
				Запа	дная Эст	пино		
	_	_	_	675	2011	- 10	err-	4,90
	_		_	-	680	10 - 34	0155-	-
	4	0,72	0,38	_	670	-	610	
		0,73	0,42	_	-	4 4 - 44	640	
		0,80	0,46				600	
		0,75	0,40		NAME OF THE OWNER, OWNE		620	
		0,75	0,42				600	
	_	0,73	0,30	ň			000	
				иых	виская з			
	0,432	-	6,39	-	-	730	seeins .	-
				Та	паский б.	лок		
	_	0,72	0,51	-	660	-	700	. –
	_	0,74	0,42	-	600	-	625	
	-	0,71	0,44	Miles -	650	30-	670	19 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10
	-	0,74	0,57	ALIE TUNE	I down	Me I	700	The Part of the Part of
	SEA STORES	0,73	0,37	_		The Principles	600	Total
	_	0,74	0,42	-	_	_	625	
	_	0,73	0,50	-	_	-	690	_
	0,460	-	_	-	-	725	-	rasio -
		Алу	тагуз	ескаяз	она, Халь	яласка	ая площ	адь
	_	_	_	675		- 7		4,87
		SEALING TO		650		BILLIAN CONTRACTOR	Dengu ali	4,79
	20.00	ESCHOOL OUR OIL	THE REAL PROPERTY.	650	a residade	MARKETSHE	PHI CLUB	4,68
	10.000	CHAT DE DA	THE PERSON	645	Secretary Man	Name of the last	To offeren	4,73
	are the			660		_	7 7 7	4,86
				Алут	агузеска	язона		
				625		MANAGE STATE	DAY DI	4,64
	11/2 11/	hate on Topics		630		TYPE STATE		4,72
	KERT PE	score/end	tion Time	625	PERSONAL PROPERTY.			4,67
		The section is	A STATE OF THE PARTY OF THE PAR	023	APPROVED TO SERVE	The said the said	THE REAL PROPERTY.	7,07

1	2	3	4	5	6	7
	Ал	утагуз	веская	вона		
Амфиболитовая	1822778	0,096	0,280	-	_	_
фация	2003018	0,170	0,385	_	_	_
	1902860	0,147	0,408	_	_	_
	1902972	0,180	0,443	_	_	-
	1983278	0,130	0,379	-	_	-
	1573203	0,130	0,439	_	-	4
		Таллин	ская зо	на		
То же	1132612	0,126	0,378	-	_	-
	1211667	0,160	0,448	_	-	_
	1122895	0,180	0,460	_	_	_
	1142470	0,090	0,325	-		- '
	1104330	0,085	0,404	_	-	_
	141712	0,080	0,335	-	_	_
	151643	0,110	0,351	-	_	_
	1332191	0,161	0,455	_	_	_
	1331946	0,170	0,465	_	_	_
	1341793	0,120	0,398	_	_	-
	1413658	0,165	0,488	_	5 T _ 18	0
	1394343	0,215	0,550	_	E 182	_
	1272125	_	_	0,515	0,525	9
	1093595	-	_	0,357	0,343	_
	141442	7	_	0,420	0,420	_
	1302216	_	_	0,490	0,484	-
	1323235	-	-	_	-	-
		О-в С	уурсаај	p		
,	92-3	0,117	0,478	-	_	_
	92-8	-	_	_	_	_

Примечание. Для граф 3-10 гемпературы метаморфизма рассчитаны по Л.Л. Перчуку [1970], М — по М.Дж. Фросту [Великославинский, 1972]. В графе 4 рассматриваются биотиты глиноземистых пород, в графе 7 — биотиты кальциевых пород.

ского пояса — с породами зоны ставролита и даже зоны граната (рис. 16). Такое несоответствие минеральных парагенезисов составу минералов двух сравниваемых регионов можно объяснить, по-видимому, относительно более низким давлением метаморфизма в свекофеннском поясе Северной Эстонии по сравнению с Ладожским поясом.

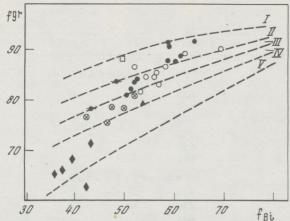
Температура метаморфизма для всех метаморфических комплексов определялась по Gr-Bi, Amph-Bi, Hyp-Bi, и Amph-Pl термометрам Л.Л. Перчука [1970]. Индексы метаморфизма рассчитаны по М.Дж. Фросту [Великославинский, 1972]. Результаты приведены в табл. 59.

Наивысшие значения температуры получены для Южно-Эстонского гранулитового комплекса, причем все определения, исключая обр. 1736180

	8	9	10	11	12	13	14	15
1				Алутаг	узекска	аязона	re and	
	_	SPINE.		650		and a second	No. of Street	4,78
	_	_	_	660		-	-	4,88
	_	-	_	640		7	BANK TANKS	4,71
	_		Maria Control	640	APPRILED TO SHARE	Market !	enderen en	4,76
	_	_	COXED-10	630	CALL STATE	Me Z	DATE OF THE REAL PROPERTY.	4,67
	-10	and her	B(C)_100	605	PERSONAL PROPERTY.	(Freque)	_	4,67
				Талл	инская	зона		
	_	The law of	_	630		_	-	4,68
	_		_	630	_	_	_	4,65
	_			645	Hoperton		or sideous a	4,74
	M	DARTER	100200	600	Description of the last	Buchiza	Military Territory	4,60
	_			550	sis_s n	### 2 P#8	ORDER TO THE	4,36
		AND - NO	1	600	en Herr.		4405.00	4,50
	_			625	_			4,67
	_		_	620	_	_		4,65
	_	_	/	625	_	_		4,72
	3000	iction !	ALC: N	600	and the state	T A Solo		4,56
	_	PERMIN		605	4 12938	20070		4,58
			10 - Te	630				4,69
		0,74	0,44	030	660		650	4,00
		0,75	0,41		610		610	
		0,73	0,46		630		660	
		0,75	0,49		650			
					030	SHOT HE	660	Heren's
		0,78	0,39	Nº FEET	THE WORLD		575	TOP YOU
					Суурса	ар		
	-	BA-	-	530		1 - (-) OI	25	4,53

(см. табл. 58), определенный по Amph-Bi-термометру, хорошо совпадают. Полученные заниженные значения (620° С) температуры для гранулитовой фации связаны, видимо, с диафторезом, т.е. с перекристаллизацией роговой обманки.

В петрографическом описании и в табл. 1, 4, 8, 9, 12, 57, 58 и вывод на с. 165 породы и минералы скв. 66 Ваки и скв. В Выхма рассматриваются в составе Южно-Эстонского комплекса. Однако выяснилось, что по минеральным ассоциациям и по составу метаморфических минералов они метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, сходной с метаморфизмом в Западной Эстонии (см. рис. 12). Уменьшение степени метаморфизма до уровня высокотемпературной амфиболитовой фации воз-



Р и с. 16. Сопоставление частной железистости биотита и граната метаморфических пород Эстонии и ладожской серии

Зоны I-V, по Ю.В. Нагайцеву [1974, рис. 15]: I — гранатовая, II — ставролитандалузитовая, III — силлиманит-мусковитовая, IV — силлиманит-калиевошпатовая, V — гиперстеновая. Условные обозначения см. на рис. 14

можно и в других районах Латвийско-Эстонского гранулитового массива, в том числе и в восточной его части.

Для амфиболитовой фации Западной Эстонии определены интервалы температуры $600-680^{\circ}$ С, но достоверными следует считать пределы $670-680^{\circ}$ С, что хорошо согласуется с данными парагенетического анализа и интенсивной гранитизации пород этого комплекса. Для Йыхвиской зоны дано только одно определение — по Hyp-Bi-термометру — 730° С.

Полученные результаты термометрических исследований по Тапаскому блоку хорошо иллюстрируют описанные выше процессы диафтореза. Определение $T=725^{\circ}\mathrm{C}$ по Нур-Ві указывает, видимо, на условия первичной гранулитовой фации. Интервалы температуры $600-660^{\circ}\mathrm{C}$ по Атрр-Ві-термометру с большой вероятностью являются температурами регрессивного метаморфизма, одновременного со свекофеннским метаморфизмом во всей Северной Эстонии. Наиболее высокого уровня свекофеннский прогрессивный метаморфизм достиг в Северной и Северо-Восточной Эстонии, на Хальялаской и, по-видимому, на Ульястеской площади Алутагузеской зоны. Температура метаморфизма свекофеннских пород нижней части алутагузеской толщи определена в $645-675^{\circ}\mathrm{C}$, что указывает на зону II силлиманита, по Д.А. Великославинскому [1972]. Минеральные ассоциации с гиперстеном позволяют даже видеть переход в гранулитовую фацию, хотя и пироксен встречается не в глиноземистых гнейсах, а только в породах, богатых кальцием.

Для Таллинской зоны и остальной площади Алутагузеской зоны получены значения температур от 550 до 660°С. Следовательно, суммарные пределы температур для всей Северной и Северо-Восточной Эстонии составляют 550—675°С. Такой широкий интервал (совместно с данными по Хальялаской и Ульястеской площадям) уже свидетельствует о развитии метаморфической зональности в свекофеннской области Северной Эстонии,

на что нами было обращено внимание при рассмотрении парагенезисов. Метаморфическая зональность обнаружена вокруг антиклинорных структур, в середине которых обнаружены породы свекофеннского основания или ульястеские и другие, наиболее древние слои свекофеннского комплекса [Клейн, Пуура, 1976]. В центре этих структур встречаются породы высоктемпературной амфиболитовой (до гранулитовой) фации метаморфизма (обрамление Тапаского досвекофеннского блока, Хальялаская и Ульястеская площади), в удалении от которых степень метаморфизма снижается по низкотемпературной амфиболитовой фации (Таллинская зона, район р. Ягала). Такая схема согласуется также с типом мигматизации. В наиболее интенсивно метаморфизованных участках широко распространены теневые мигматиты и граниты, венитовые мигматиты, тогда как при относительно слабом метаморфизме встречаются только отдельные жилы пегматоидных гранитов.

О температуре метаморфизма пород о-ва Суурсаар можно судить только по двум определениям. Результаты, полученные разными геотермометрами, на редкость хорошо совпадают и подтверждают сделанный раньше (на основе парагенезисов) вывод, что ступень метаморфизма данного комплекса несколько ниже, чем в свекофеннской области Северной и Северо-Восточной Эстонии.

Сделана также попытка оценить давление метаморфизма с помощью разных парагенетических диаграмми непосредственно по составу минералов. Многие авторы в первом приближении оценивают давление с помощью кривой равновесия силлиманит-кианит-андалузит. По Г. Винклеру [1969], тройная точка силлимант-кианит-андалузит определяется температурой 600° С и давлением 6,5 кбар, а по С. Ричардсону [Великославинский, 1972] соответственно 622° С и 5,5 кбар. Д.А. Великославинский [1972] пользовался параметрами $T = 570^{\circ}$ С и P = 4 кбар.

Ниже дается сравнение полученных результатов на основе петрогенетических сеток В.А. Глебовицкого [1973, 1975] и Л.Л. Перчука [1973], которые за основу принимали положение тройной точки, по С. Ричардсону. Оценка давления дана по методу, предложенному Ю.В. Нагайцевым [1972], а также по диаграмме фазового соответствия магнезиальностей биотита и граната [Перчук, 1973, рис, 62] и по данным парагенетических диаграмм В.А. Глебовицкого [1973, 1975].

Выше установлена принадлежность гранулитового комплекса Южной Эстонии к зоне гиперстена. По моновариантному равновесию Ky-Sil давление не должно превышать 7 кбар. По равновесию (табл. 59, обр. 3004778, 5026345) Bi + Sil ≠ Cord + Gr и Bi + Sil ≠ Gr + Кsp [Глебовицкий, 1973, рис. 13 и 19] определяется величина давления 5-6 кбар.

По формуле Ю.В. Нагайцева [1972]
$$K_{(\kappa 6 ap)} = 25.9 + 2.26 ln K_{Bi}^{AlIV-VI} + 5.9 Mg_{Gr} - 11.8 Al_{B_1}^{Q6 m}$$
 (1)

для равновесия Ст-Ві гранулитового комплекса Южной Эстонии нами получена величина давления от 4 до 6,2 кбар (табл. 59, обр. 3005210, 3004778, 5025365, 5026345).

Для Западной Эстонии по ассоциации Gr-Bi-Sil-Ksp (табл. 59, обр. 33470) Р определяется приблизительно в 4-5 кбар. По формуле (1) получается P=4,4 кбар, по диаграмме Л.Л. Перчука -P=4,8 кбар. Это указывает на хорошее совпадение всех определений, и, следовательно, давление при метаморфизме в Западной Эстонии можно считать приблизительно равным 4—5 кбар.

Оценка давления метаморфизма в Алутагузеской и Таллинской зонах всеми описанными выше методами указывает на пределы колебания от 2,5 до 4 кбар. На этом фоне выделяется Хальялаская площадь, для которой определена величина давления в 4-6 кбар. Очень мало имеется данных по Йыхвиской и Тапаской зонам, в которых, судя по парагенезисам, можно предполагать, что P равно примерно 5 кбар. Низкотемпературная амфиболитовая фация метаморфизма на о-ве Суурсаар характеризуется, видимо, и низким давлением — порядка около 3 кбар.

Приведенный выше материал о метаморфических породах, их минеральных ассоциациях и метаморфических породообразующих минералах позволяет сделать следующие выводы.

1. По условиям метаморфизма рассматриваемые породы кристаллического фундамента Эстонии подразделяются на следующие комплексы:

- а) роговообманково-гранулитовой субфации гранулитовой фации Южной Эстонии и Тапаской, а также Йыхвиской зон; условия метаморфизма в этих территориально разделенных комплексах были близкими: $T=680-730^{\circ}$ С и P-5-6 кбар;
- б) высокотемпературной части силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации Западной Эстонии с оценкой температур 670—680° С и давлением 4—5 кбар;
- в) низко- и среднетемпературной части силлиманит-гранат-кордиеритортоклазовой и кордиерит-андалузит-ортоклазовой субфациям, предположительно также кордиерит-андалузит-мусковитовой или андалузит-мусковит-гранат-биотитовой субфациям амфиболитовой фации в зональных комплексах Северной и Северо-Восточной Эстонии с интервалами температур 550—675° С и давлением 2,5—6 кбар;
- г) низкотемпературной субфации амфиболитовой фации о-ва Суурсаар с температурой 520—530° С и давлением около 3 кбар.
- 2. В вышеуказанных гранулитовых комплексах отмечаются признаки диафтореза в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, что наиболее достоверно свидетельствует о двух эпохах (прхейской и протерозойской) метаморфизма в фундаменте Эстонии.
- 3. В свекофеннской области развита слабая метаморфическая зональность вокруг антиклинорных структур: Хальялаской и Ульястеской площадей. Выявленная метаморфическая зональность выражена менее интенсивно, чем в Северном Приладожье, и требует в дальнейшем еще детального изучения, особенно в предполагаемых низкотемпературных зонах (участках р. Ягала в Таллинской зоне и площади восточнее поднятия Ульясте в Алутагузеской зоне).
- 4. По термодинамическим условиям метаморфизм в Северной и Северо-Восточной Эстонии, а также на о-ве Суурсаар можно сопоставить с метаморфизмом в свекофеннском поясе Балтийского щита в целом [Глебовицкий, 1975], но он характеризуется несколько пониженным давлением на площадях развития более низкотемпературных субфаций.
- 5. Все комплексы относятся, по В.А. Глебовицкому [1973], к группе серии фаций силлиманит-андалузитового типа.

Степень изученности выделенных метаморфических комплексов гранулитовой фации, а также комплекса Западной Эстонии далеко не достаточна. Необходимо приложить усилия и выяснить истинные масштабы диафтореза в породах гранулитовой фации. Интерес представляет также дальнейшее изучение слабых признаков диафтореза в свекофеннском поясе Северной и Северо-Восточной Эстонии, так как в породах ладожской серии они не описаны.

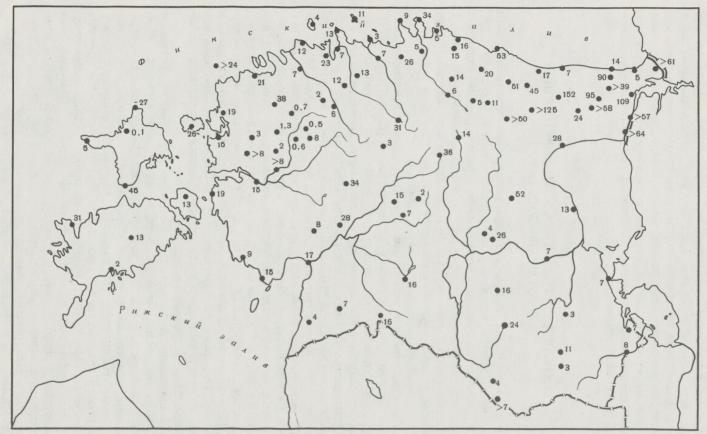
глава V

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

В основных чертах минералогия коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии изложена в коллективной работе [Кууспалу и др., 1971]. В ней рассматриваются номенклатура и распространение глинистых минералов, дано рентгенографическое и микроскопическое описание и выделены главные генетических типы, приведено описание некоторых, наиболее детально изученных профилей и охарактеризованы наложенные на выветривание процессы изменения глинистых минералов. Характеристика минералогической зональности коры выветривания кристаллических пород Эстонии приведена также в совместной работе [Ванамб и др., 1977].

Кора выветривания кристаллического фундамента Эстонии относится к остаточному типу. Достоверно переотложенные образования до сих пор не установлены. Верхняя граница коры выветривания устанавливается (при хорошем выходе керна) легко. Больщие трудности нередко вызывает определение нижней границы, переходной по своей природе. Мощность коры выветривания колеблется в пределах от первых метров до 100 м и более. На коре выветривания с размывом и угловым несогласием залегают осадочные породы верхнего протерозоя (валдайской серии венда) или нижнего кембрия. Обобщив сведения о строении коры выветривания кристалического фундамента [Кууспалу и др., 1971], по данным изучения керна, были выделены трещинный, трещинно-сквозной (промежуточный) и сквозной типы разрезов выветрелых пород. Такое выделение типов разрезов близко к выделению в общепринятой классификации коры на линейный, линейно-площадный и площадный типы.

По интенсивности гипергенного изменения пород авторы указанной работы выделили четыре степени, обозначив их (по мере нарастания изменений) цифрами О, І, ІІ и ІІІ. В породах нулевой (0) степени весьма ограниченные гипергенные изменения выражаются в частичной или полной псевдоморфизации легко разлагающихся минералов: в серицитизации и пелитизации плагиоклаза и хлоритизации, серпентинизации и монтмориллонитизации темноцветных минералов (в первую очередь гиперстена). При петрографических исследованиях керна заметить слабые изменения такого типа нелегко. В связи с этим определение нижней границы коры выветривания почти всегда остается условным. В породах, относимых к І степени выветривания, темноцветные минералы значительно или полностью изменены, а примерно половина объема полевых ишатов пелити-



Р и с. 17. Схема мощности коры выветривания (по данным буровых скважин). Цифры у скважин – мощности коры выветривания (при углубке скважин до 5 м кора выветривания не пройдена)

зирована или замещена глинистым веществом. Породы I степени выветривания еще крепкие, их исходная структура и текстура сохранились. Породы II степени выветривания сложены главным образом глинистыми минералами с примесью устойчивых (кварц, некоторые акцессорные) или реликтовых малоустойчивых минералов; они уже разрыхлены, но общие черты исходной структуры и текстуры их сохранились. Породы III степени выветривания существенно глинистые, лишившиеся исходной структуры и текстуры, часто с наложенной горизонтальной полосчатостью (в результате пропитывания окислами—гидроокислами железа). Материнская порода определяется с трудом. Эти образования иногда весьма рыхлые, и поэтому нередко керн из верхней части профиля коры не поднят.

Данные о мощности коры выветривания, часто ориентировочные (изза условности определения нижней границы и отсутствия керна с контакта фундамента и осадочного чехла), приведены на рис. 17 и 18 (вкл.).

До настоящего времени в Эстонии по керну скважин детально изучено 46 разрезов коры выветривания кристаллических пород. Рентгенографическим методом исследовано 1100 образцов из 140 скважин. Методика рентгенографического изучения изложена в статье К. Утсала [1971]. Микроскопически изучены разрезы 13 скважин. Многочисленными дифрактометрическими анализами установлено, что минеральный состав древнего глинистого элювия кристаллических пород весьма разнообразен. По частоте встречаемости в анализируемом материале во фракции менее 0,001 мм глинистые минералы образуют следующий ряд: каолинит, гидрослюда, монтмориллонит—гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, монтмориллонит—хлорит, шамозит, сепиолит, вермикулит и тальк [Ванамб и др., 1977]. Приблизительные количественные соотношения глинистых минералов для изученного материала можно получить, учитывая их содержание во фракции менее 0,001 мм и характер пробы (разрыхленность, вид опробования).

На основании сказанного мы провели очень приблизительный расчет, позволяющий предполагать, что в совокупности изученных профилей каолинит составляет около половины всего объема глинистой фракции, а остальные, более распространенные глинистые минералы располагаются в следующей (убывающей) последовательности: монтмориллонит—гидрослюда, гидрослюда и хлорит, монтмориллонит и монтмориллонит—хлорит: Вероятно, что в действительности в коре выветривания фундамента Эстонии преобладают каолинит и в более значительном количестве также монтмориллонит—гидрослюды и гидрослюды, так как эти компоненты особенно характерны для исходных пород гранитоидного и высокоглиноземистого состава, охватывающих большие площади кристаллического фундамента Эстонии.

Таким образом, валовой минеральный состав коры выветривания характеризуется следующими особенностями.

1. Кора выветривания — каолинитовая.

2. Второй по значению компонент после каолинита — монтмориллонит— гидрослюда, другие глинистые минералы встречаются значительно реже.

3. Существенные компоненты наряду с гидрослюдой и хлоритом — смешаннослойные минералы монтмориллонит—хлорит и триоктаэдрический железисто-магнезиальный монтмориллонит.

Таблица 60, Схема образования глинистых минералов коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии

		Выветривание				
Минерал	Тра	нсформация	Новообразование	Наложенный процесс		
	деградация	аградация	повоооразование			
Каолинит			Pl, Ksp → Kaol HMi → Kaol Mont-HMi → Kaol Chl → Kaol			
Монтморил- лонит – гид- рослюда		Mont → Mont-HMi	Amph → Mont=HMi Bi → Mont=HMi Chl → Mont=HMi(?)			
Гидрослюда	Bi → HMi	Mont-HMi → HMi	P1 → HMi	1. Mont=HMi → HMi Kaol→HMi(?) (воздействие трансгрессии моря 2. НМі (гидротермальный)		
Хлорит	Bi → Chl		RPy, MRy → Chl	1. Chl (воздействие трансгрессии моря) 2. Chl (гидротермальный)		
Монтморилло- нит—х лорит	Chl → Mont-Chl(?)	Mont → Mont-Chl(?)				
Монтморилло: нит		2 2 3 3 5 5 7	RPy → Mont MRy → Mont			
Шамозит				Kaol → Sch Mont-HMi → Sch Воздействие моря		
Тальк				Гидротермальный		
Сепиолит	生 多别,不知 自 多。			,,		

Свободных окислов—гидроокислов алюминия в древней коре выветривания Эстонии нами не обнаружено.

В глинистой фракции всех проб преобладает каолинит, нередко с примесью гидрослюды; второстепенное значение имеют гематит и гетит в варьирующих количествах. Отсутствие свободных коллоидных соединений глинозема объясняется древним возрастом коры выветривания.

В генетическом аспекте глинистые минералы древней коры выветривания подразделяются на две большие группы: на гипергенные минералы и на минералы, возникшие после формирования коры выветривания в результате наложенных процессов. Минералы первой группы, как правило, распределяются в профилях закономерно, образуя относительно хорошо выраженную зональность. Наложенные образования нарушают эту первичную зональность. В генетическом и возрастном отношении среди наложенных процессов в настоящее время различимы следующие превращения глинистых минералов: 1) в эпоху захороненения коры выветривания под воздействием среды трансгрессирующего бассейна (гидрослюдизация и шамозитизация) и 2) в ходе низкотемпературного гидротермального процесса (гидрослюдизация и хлоритизация, а также образование сепиолита и талька) [Кууспалу и др., 1973]:

Изучение гипергенных продуктов выветривания позволяет установить генезис и трансформационные превращения минералов как под действием гипергенных процессов, так и в результате преобразования пород. Трансформация происходит путем образования ряда смешаннослойных фаз. Наряду с трансформационными продуктами в коре выветривания присутствуют новообразованные минералы. Оба типа минералов встречаются в разрезах совместно и образуют четко наблюдаемую минералогическую зональность.

В табл. 60 приводятся генетические ассоциации глинистых минералов и возможные их изменения в коре выветривания кристаллического фундамента Эстонии.

Результаты рентгенографического и микроскопического анализов показывают, что гипергенные минералы, особенно смешаннослойные образования и монтмориллонит, имеют важное значение для изучения минералогической зональности коры выветривания. Как подчеркивалось и в литуратуре [Weaver, 1956], они обладают лабильной структурой, устойчивой в узких пределах внешних условий и поэтому являются наиболее чувствительными индикаторами среды образования.

При характеристике зональности коры выветривания [Ванамб и др., 1977] учитываются шесть глинистых минералов — каолинит, хлорит, монтмориллонит—гидрослюда, гидрослюда, монтмориллонит и монтмориллонит—хлорит, — которые встречаются регулярно, размещаются в профиле закономерно и тем самым создают минералогическую зональность коры выветривания.

Минеральный состав глинистых продуктов и характер зональности в первую очередь зависят от состава материнских пород. Если исходить из состава глинистой фракции элювия, то можно сказать, что четко выделяются четыре группы исходных пород: породы кислого, среднего, основного и смешанного составов (рис. 19, вкл.). В первую группу входят граниты, гранито-гнейсы и гнейсы биотит-плагиоклаз-калиштат-

12. Зак. 2072

Таблица 61

Распространение главных глинистых минералов в зависимости от степени выветривания

Степень выветривания	ERORROS	Минерал								
	Mont	Mont + Chl	Chl	HMi	Mont + HMi	Kaol				
III	ARRIST LOS	LOTTER STREET	SIGNADA Mariante de Sa	+	ADTEMPTOR CONT.	+++				
II			+	++	+++	++				
I	+	++	++	++	++	+				
0	+++	+	+	+						

кварцевого состава. Ко второй гетерогенной группе отнесены биотитамфибол-плагиоклазовые гнейсы, по химическому составу приблизительно соответствующие андезитам—диоритам, а также глиноземистые гнейсы с ассоциацией биотит—силлиманит—гранат—кордиерит—плагиоклаз—калишпат—кварц. Очень близки к ним еще магнетитовые кварциты с минеральной ассоциацией амфибол—пироксен—гранат—магнетит—кварц. В третью группу входят амфиболиты, амфибол-пироксеновые гнейсы, габбро и серпентиниты. В четвертую группу отнесены толщи, сложенные чередованием различных типов пород.

При анализе [Ванамб и др., 1977] данных количественного рентгенографического определения глинистых минералов во фракции около 0,001 мм с учетом степени выветривания выявляются основные черты минералогической зональности по названным группам пород. Как следует из табл. 61, наиболее определенное положение в профиле занимают монтмориллонит, монтмориллонит-хлорит, монтмориллонит-гидрослюда и каолинит. Менее четко распределены хлорит и гидрослюда, что во многом обусловлено их полигенетичностью. Отчетливо прослеживается также тенденция осложнения состава от кислых пород к основным. В связи с этим отдельные зоны глинистых минералов предполагается выделить и наименовать по ассоциациям преобладающих глинистых компонентов.

Своеобразным маркирующим горизонтом в коре выветривания среди пород начального разложения является зона карбонатизации, в основном доломитового, реже кальцитового и анкеритового (?) составов. Положение зоны карбонатизации тесно связано с общей минералогической зональностью: выше зоны карбонатизации распространена монтмориллонит—гидрослюда, а в пределах ее и ниже развит монтмориллонит—хлорит и только ниже — монтмориллонит.

Кора выветривания кислых пород (рис. 19; скв. Ф-136, 44п) во фракции менее 0,001 мм содержит четыре глинистых минерала: монтмориллонит—гидрослюду, хлорит, гидрослюду и каолинит. Монтмориллонит—гидрослюда приурочена к средней и нижней частям разрезов коры. Но монтмориллонит—гидрослюда не постоянный компонент коры выветривания кислых пород, а встречается весьма спорадически в некоторых разрезах (скв. Сакусааре Ф-136, Неэме Ф-115, Кийю Ф-114, Элва 555 и Куртна Ф-15). Хлорит и гидрослюда приурочены к нижним горизонтам, каолинит —

преимущественно к верхнему. Обычно выделяются три зоны (снизу вверх): 1) гидрослюдисто-хлоритовая или же монтмориллонит-гидрослюдисто-хлоритовая, 2) гидрослюдисто-каолинитовая и 3) каолинитовая.

Верхние бесструктурные горизонты, сохранившиеся только в части разрезов (скв. Вока 315, Куртна Φ -15, Сакусааре Φ -136, Элва 555), часто размыты (скв. Вийвиконна 44п; рис. 19б), Кийу Φ -114, Неэме Φ -115), слагаются из одного каолинита или с небольшой примесью гидрослюды. Мощность каолинитовой зоны колеблется в очень широких пределах — 1 м — > 100 м.

Структурный элювий кислых пород в качестве глинистых минералов обычно содержит каолинит и гидрослюду (Сакусааре Ф-136, Кингисепп СГ 2, Вийвиконна 44п, Вока 315), иногда с примесью хлорита (скв. Элва 555). Установленная мощность этой зоны находится в пределах от 3 до 39 м. Самые нижние горизонты разрезов сложены слабо выветрелыми породами и слагаются из гидрослюды и хлорита (Вока 315) или монтмориллонит—гидрослюды, каолинита и хлорита (Сакусааре Ф-136, Эва 555). Мощность их от 3 до 10 м.

Элювий пород среднего состава (рис. 19; см. скв. Ф-137, Ф-190) характеризуется появлением наряду с хлоритом, гидрослюдой и каолинитом смешаннослойных образований монтмориллонит-хлорита и монтмориллонит—гидрослюды, а в некоторых разрезах также монтмориллонита. Обычно выделяются следующие минеральные зоны глинистых минералов (снизу вверх): монтмориллонит-хлоритовая (или гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовая), каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая и каолинитовая. Непостоянный член разреза коры выветривания средних пород монтмориллонит.

Верхние бесструктурные горизонты, сохранившиеся, в частности, в таких разрезах скважин, как Ванакюла Ф-130 (5,7 м), Каазиксааре Ф-8, Каритса Ф-137 (рис. 19в), Варья Ф-195, слагаются из одного каолинита или каолинита с небольшой примесью гидрослюды. Мощность зоны колеблется от 1,3 до 6 м.

Структурный элювий пород среднего состава в качестве глинистых минералов содержит преимущественно смешаннослойную монтмориллонит-гидрослюду и каолинит (скв. Ванакюла Ф-130, Ныммевески Ф-129, Тюрсамяэ Ф-7, Ягала Ф-110, Мустайыэ 311 А, Эрра Ф-190). Иногда монтмориллонит—гидрослюда присутствует в смеси с хлоритом (скв. Каритса Ф-137). Мощность зоны от 3 до 85 м. Для слабовыветрелой части разреза коры выветривания пород среднего состава характерен смещаннослойный монтмориллонит—хлорит (скв. Мустайыэ 311 А, Каритса Ф-137). Монтмориллонит-хлоритовая зона часто не наблюдается, а присутствует хлоритовогидрослюдистая (скв. Ягала Ф-110, Ныммевески Ф-129, Ванакюла Ф-130). Мошность зоны до 23 м.

К элювию основных и ультраосновных пород (рис. 19; скв. 02 Отепя, 18 Лаэва, Ф-140 Имасту) прибавляется малоустойчивая постоянная фаза — железисто-магнезиальный монтмориллонит. Последовательность основных зон снизу вверх следующая: монтмориллонитовая, гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовая, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая и каолинитовая. Кора выветривания этого типа пород — каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая. Верхние бесструктурные горизонты, сохранив-

шиеся при эрозии, слагаются из каолинита с небольшой примесью хлорита (скв. Тоотси 175, Сигула Ф-124) или гидрослюды (скв. Варья Ф-195). Мощность каолинитовой зоны колеблется от 0,7 (скв. Варбла 502) до 10 м (скв. Тоотси 175).

Структурный элювий основных пород в качестве глинистых минералов содержит с сильным преобладанием монтмориллонит—гидрослюду и каолинит (скв. Варбла 502, Сигула Φ -124), иногда с примесью хлорита (скв. Отепя 02; рис. 19 д). Мощность зоны колеблется от 3,3 до 7,3 м. Дальше вниз по разрезу отмечается монтмориллонит-хлоритовая зона (скв. Отепя 02, Лаэва 18; рис. 19e), мономинеральная или с примесью гидрослюды мощностью от 0,7 до 6 м. Самая нижняя монтмориллонитовая зона характерна для коры выветривания основных пород (скв. Тоотси 175, Сигула Φ -124, Селисте 173, Отепя 02, Лаэва 18). Мощность ее от 3 до 17 м.

Описанная правильная зональность обычно отсутствует в коре выветривания толщ, слагаемых чередующимися резко различными типами пород. Состав глинистых продуктов здесь изменчив и зависит от характера переслаивания исходных пород и степени выветривания. Нередко это приводит к повторению минеральных зон по профилю (скв. Имасту Ф-140; рис. 19.3, Суру Ф-112, Хяэдемеэсте 172).

Таким образом, при детальном изучении продуктов разложения материнских минералов выявляются характер и общие закономерности размещения глинистых минералов в коре выветривания кристаллических пород. В силу определенных геолого-тектонических, гидрогеохимических, геоморфологических и климатических условий территории на кристаллических породах фундамента Эстонии образовалась кора выветривания площадного типа, повсеместно встречаемая в исследуемом районе. В наиболее полно представленных разрезах коры выветривания наблюдается хорошо выраженная минералогическая зональность, заключающаяся в последовательной закономерной смене снизу вверх по разрезу одних ассоциаций минералов другими.

В мощности зоны выветривания фундамента проявляется некоторая зависимость от состава и, по-видимому, от тектонической раздробленности пород (рис. 19.а, б). Наибольшая мощность выветрелых пород наблюдается в Алутагузеской структурной зоне на глиноземистых гнейсах — до 100—150 м и более (см. рис. 17, 18). Она измеряется первыми десятками метров в гнейсовых комплексах других структурных зон. Наименьшая мощность коры выветривания характерна для плотных массивных интрузивных пород, особенно для порфировидных гранитов. В плане мощность зоны выветривания не выдержана: даже в однотипных породах близко расположенных скважин она может иметь существенно различную величину. В некоторых случаях увеличенная мощность зоны явно связана с зонами тектонического дробления и трещиноватости. В других случаях, однако, трещиноватые породы мало затронуты выветриванием.

плотность и магнитные свойства пород

Систематические замеры плотности и магнитной восприимчивости как неотъемлемая часть комплексного изучения керна кристаплических пород были поставлены Т. Кууспалу и Р. Вахером в 1961 г. при исследовании разрезов скважин на участке Ульясте [Вахер и др., 1964; Побул, Вахер, 1964]. В последующем этой методики придерживались Х. Коппельмаа, Я. Кивисилла, М. Нийн и др. [Побул и др., 1967; Пуура, 19746].

Плотность (о) определялась с помощью денситометров ИПС и ДГП на воздушно-сухих образцах; средняя квадратичная ошибка измерения не превышала ± 0,02 г/см³. Массовые определения магнитной восприимивости были выполнены измерителем ИМВ-2, причем принятое значение было средним из четырех замеров каждого образца. Остаточная намагниченность, а в начальный период также магнитная восприимчивость определялись магнитометрами М-14Ф и МА-21. Относительная ошибка замеров на магнитометрах не превышала 10% (средняя — около 3%). Между результатами замеров одних и тех же образцов на ИМВ-2 и магнитометрах имеется расхождение систематического характера — значения магнитной восприимчивости, полученные на магнитометрах, обычно выше в 1,3—1,5 раза. Однако, имея в виду большую изменчивость магнитных свойств, мы использовали и те и другие результаты в одних и тех же выборках. Это несущественно снижает точность средних параметров.

Остаточная намагниченность определена только для образцов пород, индуцированная намагниченность которых выше $50-100 \times 10^{-6}$ СГС. Поэтому приводимые значения фактора Q характеризуют не комплексы в целом, а только магнитную часть их.

К настоящему времени проведены петрофизические исследования около 9 300 образцов пород кристаллического фундамента Эстонии и смежных островов Финского залива. Замеры физических свойств в подавляющем большинстве разрезов проведены через 1—2 м. На островах Суурсаар и Суур-Тютарсаар образцы отбирались из обнажений в основном пропорционально распространению типов пород,

В данной работе статистические материалы приводятся по невыветрелым породам. Разбраковка образцов, отобранных из керна скважин, проводилась после уточнения нижней границы коры выветривания микроскопическими исследованиями. Все же встречающиеся в выборках явно заниженные или завышенные значения свойств могут быть обусловлены локальными интервалами выветрелых или гидротермально измененных (например, эпидотизированных) пород.

При первых обобщениях измерений физических свойств кристаллических пород Эстонии материалы были сгруппированы по петрографическому принципу. Однако результаты такого обобщения оказались маловыразительными. Так было установлено, что петрографические типы пород фундамента Эстонии в целом недостаточно четко отличаются друг от друга по средним физическим параметрам [Побул и др., 1968]. На основе этого указанные авторы пришли к выводу, что "... однозначное выделение (в кристаллическом фундаменте) отдельных разновидностей пород только

по интенсивности гравимагнитных полей возможно лишь в редких случаях" [с. 407].

Лальнейшими исследованиями В. Пуура и О. Козловой-Хейнлоо было установлено, что в физических свойствах пород фундамента проявляется в общем такая же территориальная зональность, как и в геофизических аномальных полях: породы фундамента Южной и Западной Эстонии, отличающиеся положительными гравитационными и магнитными аномалиями, в целом обладают повышенными плотностью и магнитными свойствами [Пуура, 1974б]. Притом такая закономерность обусловлена не только повышенной основностью архейских комплексов пород, но и повышением средней плотности некоторых разновидностей пород в связи с более высокой степенью регионального метаморфизма, а магнитной восприимчивости — из-за повсеместного распространения рассеянного магнетита. Ввиду этого даже гранитоиды южных и западных районов в среднем значительно более магнитны, чем свекофеннские гнейсы среднего и основного состава в Северной Эстонии. Изменчивость свойств пород в пределах определенных структурных зон значительно меньше, чем на территории республики в целом. Это учтено при систематизации материала для настоящей работы (табл. 62).

Другое обстоятельство, учтенное при систематизации материала, — петрографическая неоднородность аномалеобразующих геологических тел. Однородные по петрографическому составу интрузивные тела, геофизические аномалии над которыми можно объяснить свойствами определенной породы, в фундаменте Эстонии встречаются редко. К числу таких тел относятся массивы гранитов рапакиви, порфировидных гранитов, гранодиоритов, редко габбро. В фундаменте преобладают мигматизированные метаморфические породы, в разрезах которых чередуются различные типы пород. Исходя из этого, материалы по метаморфическим породам сгруппированы по-разному: параметры рассчитаны для метаморфического ультраметаморфического комплекса каждой зоны и для его составляющих: для метаморфических пород в целом и для отдельных, наиболее часто ассоциирующих семейств их, для гранитоидного вещества и для отдельных специфических типов (магнетитовых кварцитов, кварцитов и т.п.).

И, наконец, при систематизации петрофизических материалов в некоторых случаях учтено то обстоятельство, что вариации в содержании ферромагнитных минералов встречаются в одном и том же петрографическом комплексе. Так, например, из комплекса пород Алутагузеской зоны отдельно выделены обычно оруденелые образования ульястеской пачки, а также экзотические для этой зоны магнетитсодержащие гнейсы.

Результаты обработки данных о физических свойствах изображены на рис. 20 (вкл.). На кривых верхняя линия характеризует общее распределение свойств метаморфических и ультраметаморфических пород, а нижняя кривая (ограничивающая заштрихованное поле) — метаморфические породы без пронизывающих их гранитоидов. Конфигурация кривых (и ограниченных ими полей) наряду с данными табл. 62 наглядно иллюстрирует, с одной стороны, свойства ультраметаморфических гранитоидов в зависимости от свойств метаморфического комплекса, а с другой — влияние, оказываемое гранитизацией (количеств и свойств гранитоидного вещества) на суммарные свойства того или иного комплекса.

Архейские комплексы пород Южной и Западной Эстонии и Тапаского блока характеризуются одинаковой средней плотностью и близкой (в общем убывающей от Южной Эстонии в направлении к Тапаскому блоку) средней магнитной восприимчивостью метаморфических пород. Из-за разного объема гранитоидного вещества различна и средняя плотность всего комплекса пород на указанных территориях (рис. 20), при этом наименьшей плотностью отличаются породы Тапаского блока. Средняя магнитная восприимчивость всего комплекса пород максимальна также в Южной Эстонии, а в комплексе Тапаского блока необычно высокой намагниченностью отличаются гранитоиды. Фактор О метаморфических пород трех описываемых территорий мало отличается; повышенные его значения характерны для гранитоидов Тапаского блока. Комплекс пород архея Йыхвиской зоны имеет своеобразные, в целом значительно повышенные параметры плотности и магнитной восприимчивости, обусповленные магнетитовыми кварцитами и представленные в сводной выборке непропорционально большим количеством замеров.

Свойства метагаббро Южной Эстонии и особенно Тапаского блока варыируют в широких пределах обусловлено различной степенью их мета-

морфического преобразования.

Специфическими свойствами обладают породы массивов гранодиоритов и кварцевых диоритов Южной и Западной Эстонии. Особенно заметна их высокая магнитная восприимчивость. Аналогичными свойствами обладают также анатектические гранодиориты, встречающиеся в виде маломощных интервалов в разрезе скв. Кохила.

В свекофеннских структурных зонах Северной Эстонии относительно плотно распределяются свойства складчатого комплекса Таллинской зоны и верхней глиноземистой части разреза Алутагузеской зоны. Нижняя часть разреза последней зоны, сложенная главным образом ульястеской пачкой оруденелых пород, отличается широкой вариацией и повышенными средними значениями плотности и магнитной восприимчивости. Несколько повышенная плотность складчатого комплекса пород о-ва Суурсаар обусловлена влиянием сравнительно большого удельного веса средних и основных пород, в частности амфиболитов.

Повышенные значения фактора Q пород Алутагузеской и Ягалаской зон обусловлены существенно более высокими значениями этого параметра у пород, содержащих в качестве ферромагнитного минерала пирротин, чем у магнетитсодержащих пород архея Южной и Западной Эстонии [Пуура, 19746]. По-видимому, по этой же причине высокие значения характерны также для архейских пород Йыхвиской зоны, так как там на-

ряду с магнетитом довольно широко распространен и пирротин.

Представляет интерес сравнение свойств одноти пных пород из различных структурных зон. В группе биотитовых плагиогнейсов, биотит-амфибол-пироксеновых гнейсов и амфиболитов на фоне характерной средней плотности 2,82—2,85 г/см³ пониженной плотностью выделяется только Таллинская зона (2,77 г/см³). Различна средняя плотность глиноземистых гнейсов гранулитовой фации Южной Эстонии и Йыхвиской зоны (2,83—2,85 г/см³), амфиболитовой фации Западной Эстонии (2,74 г/см³) и амфиболитовой фации Таллинской и Алутагузеской зон (2,69—2,71 г/см³). Подобная тенденция прояв-

Т а блица 62 Плотность (σ), магнитная восприимчивость (k) и фактор Q^* комплексов пород кристаллического фундамента

№ п.п. Комплекс пород \$\overline{\sigma}\$ dmin \$\sigma_{max}\$ dasher pacings denoted pacing deno	N 14 10 46 113 279	0,64 0,13	N 16
Средний протерозой — ранне- платформенный Рижский массив гра- нитов рапакиви 1 Гранит-порфир рапакиви 2,6 2,59 2,64 п 0,02 20 277 111 515 ig 0,23 2 Гранит рапакиви (Западная 2,61 2,52 2,82 п 0,02 34 33 0 220 " 0,51 Латвия) Массивы порфиро- видных калиевых гранитов 3 Мярьямааский 2,73 2,67 2,81 ? (0,03) 111 4019 750 8370 ? (0,19) 4 Найссаарский 2,62 2,59 2,64 п 0,01 12 — — — — — — — — — — — — — — — — — —	10 46	0,64	in the second
платформенный Рижский массив гранитов рапакиви 1 Гранит-порфир рапакиви 2,6 2,59 2,64 п 0,02 20 277 111 515 lg 0,23 2 Гранит рапкиви (Западная 2,61 2,52 2,82 п 0,02 34 33 0 220 " 0,51 Латвия) Массивы порфировидных калиевых гранитов 3 Мярьямааский 2,73 2,67 2,81 ? (0,03) 111 4019 750 8370 ? (0,19) 4 Найссаарский 2,62 2,59 2,64 п 0,01 12 — — — — — — — — — — — — — — — — — —	113	E WO TO COME TO COME IN COME I	10
Нитоврапакиви 1 Гранит-порфиррапакиви 2,6 2,59 2,64 п 0,02 20 277 111 515 lg 0,23 2 Гранит рапакиви (Западная 2,61 2,52 2,82 п 0,02 34 33 0 220 " 0,51 Латвия) Массивы порфировидь калиевых гранитов 3 Мярьямааский 2,73 2,67 2,81 ? (0,03) 111 4019 750 8370 ? (0,19) 4 Найссаарский 2,62 2,59 2,64 п 0,01 12 — — — — — — — — — — — — — — — — — —	113	E WO TO COME TO COME IN COME I	10
2 Гранит рапакиви (Западная 2,61 2,52 2,82 n 0,02 34 33 0 220 " 0,51 Латвия) Массивы порфировидных калиевых гранитов 3 Мярьямааский 2,73 2,67 2,81 ? (0,03) 111 4019 750 8370 ? (0,19) 4 Найссаарский 2,62 2,59 2,64 n 0,01 12 — — — — — — — — — — — — — — — — — —	113	E WO TO COME TO COME IN COME I	10
в и дных калиевых гранитов 3 Мярьямааский 2,73 2,67 2,81 ? (0,03) 111 4019 750 8370 ? (0,19) 4 Найссаарский 2,62 2,59 2,64 n 0,01 12 —	ROXLES ESTA M	0,13	
3 Мярьямааский 2,73 2,67 2,81 ? (0,03) 111 4019 750 8370 ? (0,19) 4 Найссаарский 2,62 2,59 2,64 n 0,01 12 — <td< td=""><td>ROXLES ESTA M</td><td>0,13</td><td></td></td<>	ROXLES ESTA M	0,13	
$\frac{4}{5}$ Неэмеский $\frac{2,62}{2,57}$ $\frac{2,59}{2,69}$ $\frac{2,69}{2,69}$ $\frac{12}{2,69}$ $\frac{140}{30}$ $\frac{0}{4750}$ $\frac{4750}{2}$ $\frac{2}{13}$ $\frac{1}{13}$	279		110
5 Неэмеский 2,62 2,57 2,69 0,01 50		0,21	49
6 Эредаский 2,66 2,62 2,1 0,02 40	40	MARKET TO SERVICE	1 -9
	a no otes		
Хогландская серия	262	0,85	13
7 Кварцевые порфиры о-ва Су- 2,68 2,58 2,98 " 0,05 228 246 6 10 000 ? (0,92) урсаар урсаар То уго от Сотромо (сур. Унд. 2,61 2,58 2,65 — 7 136 115 157 — —	263	0,83	8
ва, 580)		1,86	10
8 Плагиоклазовые порфириты, 2,90 2,54 3,12 <i>n</i> 0,04 29 1383 1 14 000 1g 0,75 туфы, агломераты о-ва Суур-	33	1,00	10
саар 8a То же, о-в Сааремаа 2,8 2,74 2,85 – – 6 1170 850 1400 – –	6	1,04	6
9 Кварциты и кварцитовые 2,65 2,62 2,72 п 0,05 13 2,6 1 10 lg 0,48 конгломераты о-ва Суурсаар	12	ayraage Coales	
Средний и нижний протерозой,			
архей — комплексы складчато- го основания			
Алутагузеская зона	napoden x		
10 Мигматизированное метагаб- 2,81 2,59 3,05 n 0,09 62 34 0 79 n — бро Падаского массива	62 52	Direct special	-0-1
11 10 же, оез учета гранитоидных 2,62 2,75 3,03 0,09 32			1
12 Мигматизированные гнейсы 2,68 2,54 2,89 ? (0,08) 360 11 0 160 ? (0,36) алутагузеской толщи (без ульястеской пачки)	282	***	WH LY
13 То же, без учета гранитоид- 2,69 2,54 2,89 n 0,06 280 12 0 160 lg 0,33	264	per one and	-
14 Гранитоидные жилы в этой 2,64 2,54 2,77 " 0,05 80 2,5 0 22 " 0,45 " 0,45 " 14 Гранитоидные жилы в этой 2,64 2,54 2,77 " 0,05 80 2,5 0 22 " 0,45 " 15 године жилы в этой 2,64 2,54 2,77 " 0,05 80 2,5 0 22 " 0,45 " 15 године жилы в этой 2,64 2,54 2,77 " 0,05 80 2,5 0 22 " 0,45 " 15 године жилы в этой 2,64 2,54 2,77 " 0,05 80 2,5 0 22 " 0,45 " 15 године жилы в этой 2,64 2,54 2,77 " 0,05 80 2,5 0 22 " 0,45 " 15 године жилы в этой 2,64 2,54 2,77 " 0,05 80 2,5 0 22 " 0,45 " 15 године жилы в этой 2,64 2,54 2,77 " 0,05 80 2,5 0 2,7 0	18	or published	5263 T.M
15 Мигматизированные магнетит- 2,72 2,54 3,23 ? (0,12) 80 1227 30 38500 " 0,77 содержащие глиноземистые гнейсы алутагузеской толщи	80	SANTAL SANTA	18 18
16 Мигматизированные породы 2,81 2,54 3,16 " (0,17) 620 229 2 35500 " 0,98 ульястеской пачки алутагузес-	559	15,9	281
кой толщи в целом 17 То же, без учета гранитоидных 2,82 2,60 3,16 " (0,18) 479 282 3 35500 " 0,93	489	16,4	266
жил 18 Гранитоидный материал в 2,63 2,54 2,84 " (0,07) 54 12 2 1210 " 0,71	33	6,8	15
ульястеской пачке 19 Гнейсы глиноземистые 2,79 2,60 3,57 " (0,12) 247 218 7 10 000 " 0,97	240	24,7	94

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	1
-		-	-			-							Lucak		
	Алутагузеская зона												· ·	parameter of	00
20		27	261	2.21	10	(0.00)	122	215	3	35500	lg	0,95	133	13,9	99
1	Кварциты Карбонатные породы	2,7	2,61 2,74	3,21 3,08	lg n	0,09)	20	2953	25	68700	"	0,63	13	2,4 22,1	24
2	Пироксеновые породы	3,32	2,97	4,02	"	0,21	42	884	26	13700	"	0,73	42	6,2	34
3	Амфиболиты, Bi-Amph (-Py) гнейсы	2,85	2,63	3,16	"	0,17	43	491	19	3000	**	0,53	13		
	О-в Суур-Тютарсаар										0	(0,54)	252	INITERIOR STA	-
4	Мигматизированные кварциты	2,62	2,48	2,85	?	(0,03)	250	3	0	175	,,	(0,38)	62	-	-
.5	Гранитоидные жилы в кварци- тах	2,58	2,48	2,62	n	0,02	49	2,7	0	90					
	Таллинская зона									7000	,,	(0,35)	127	0,91	6
26	Офитовое габбро		2,68	3,03	"	0,09	20	2999	100	7000 1160	lg	0,55	17	0,45	14
27	Гнейсовидные гранодиориты	2,71	2,65	2,81	,,	0,04	44	201	12	1100	*6	W.A.	THE OWNER	2.4	33
28	и кварцевые диориты Мигматизированные метамор-	2,7	2,53	3,31	?	(0.11)	1158	23	0	37500	?	(0,83)	3801	3,4	3.
	фические породы ягалаской	2,1	2,33	3,31		(0,11)	1130	20							
	толщи в целом									27500	,,	(0,75)	3178	3,6	3
9	То же, без гранитоидов	2,73	2,53	3,31	**	(0,11)		31	0	37500 11200	"	(0,85)	623	0.71	2
0	Гранитоидный материал в ягалаской толще	2,63	2,54	2,84	n	0,05	272	4,6	0	11200			404	0,71	4
1	Q -Fsp гнейсы и гранито-	2,62	2,54	2,75	,,	0,05	138	12	0	1870	"	(0,66)	484	0,71	
	гнейсы					0,00				2410	"	(0,71)	1374	2,3	1
2	Bi и Bi - Amph гнейсы и ам-	2,77	2,57	3,09	,,	0,09	367	42	0	2410		(0,72)			
3	фиболиты	271	2.52	2 21	?	(0.00)	200	30	0	28800	"	(0,71)	1305	7,1	9
4	Глиноземистые гнейсы Магнетитовый гнейс	2,71 3,21	2,53	3,31 3,31	n	(0,09)	15	24500	8000	37500	1g	0,2	16	3,7	
		5,21	3,00	5,51		0,07	15								3
5	О-в Суурсаар Метагаббро	2,88	2,75	3,1		0.07	127	40	6	2000	?	(0,56)	141	3,5	1
6	Метаультрабазиты	2,96	2,72	3,16	n ,,	0,07	127 38	415	15	10000	lg	1,03	40 465	_	490
7	Мигматизированные мета-	2,75	2,53	3,34	"	0,13	386	13	0	8000	?	(0,67)	403		
	морфические породы									9000	,,	(0,65)	338	an on Teach	901.
8 .	То же, без гранитоидных жил	2,77	2,54	3,34	"	0,13	332	20	0	8000 1500	lg	0,44	127	- de la company	House
9	Гранитоидный материал в	2,65	2,53	3,04	"	0,05	54	4,4	U	1500			146		
0	метаморфических породах Лептиты и лептитовые гнейсы	2,66	2,54	3,08	?	(0,07)	140	13	0	3000	"	0,76	146 38	NAME OF STREET	
1	Слюдяные гнейсы	2,72	2,57	3,12	n	0,07	39	16	3	1500	"	0,56	56	in Allend	
2	Ві - Атрһ гнейсы и мета-	2,82	2,62	3,34	,,	0,1	59	31	0	6000		0,50			
3	базиты Амфиболиты	2,91	2,69	3,06	,,	0,09	94	33	4	8000	?	(0,43)	98	-	
,		2,91	2,09	3,00		0,09	94	33	ment sale						
4	Иыхвиская зона	2.00	254	4,45	?	(0.25)	720	2170	0	169000	,,	(1,33)	738	8,2	-
_	Мигматизированные мета- морфические породы в целом	3,00	2,54	4,43	•	(0,35)	139	2170				(1.25)	612	8,7	
5	То же, без гранитоидных жил	3,06	2,55	4,45	"	(0,35)	613	3907	0	169000	"	(1,25) 0,96	126	3	
6	Гранитоидные жилы в мета-	2,68	2,54	2,96	n	0,08	126	125	0	36500	lg	0,50	120		
,	морфических породах	2	2.55	274	,,			70	0	1570	"	0,86	78	2,8	
7	Гранитогнейсы Ві - Атра - Ругрейсь	2,67	2,55 2,69	2,74 3,12	,,	0,04	78	79 492	5	16200	"	0,88	194	2,8 15	
9	Bi - Amph -Ру гнейсы Глиноземистые гнейсы	2,85 2,85	2,69	3,12	,,	0,1 0,05	195 107	7610	706	36600	"	0,36	107 233	11,1	
0	Магнетитовые кварциты и гнейсы		3,02	4,45	,,	0,19	233	59510		169000	?	(0,29)	233	THE PART OF THE	
	Тапаский блок											0.55	20	0,58	
1	Метагаббро	2,9	2,83	3,06	"	0,06	32	781	46	4540	lg "	0,57	20 308	1,33	
52	Мигматизированные метамор-	2,73	2,5	3,14	?	(0,12)		189	0	6200	,,	0,92	300	1	
3	фические породы								0	6200	,,	0,84	152	1,19	
	То же, без гранитоидных жил	2,8	2,62	3,14	n	0,12	153	187	8	6200		THE REAL PROPERTY.			

1	2	3	4	5	6	7	8
	Тапаский блок						
54	Гранитоидные жилы в метаморфитах	2,66	2,5	2,85	n	0,07	156
55	Амфиболиты и Bi - Amph гнейсы	2,8	2,62	3,14	"	0,12	145
	Кварцевые диориты и гранодиориты Западной и Южной Эстонии (массивы)						
56	Виртсу	2,75	2,7	2,88	",	0.04	25
57	Таадиквере	2,78	2,7	2,86	,,	0,04	34
58	Абья	2,94	2,83	3,01	"	0,04	30
	Западно-Эстонские блоки					0,04	30
59	Мигматизированные мета- морфические породы в це- лом	2,76	2,54	3,11	n	0,15	365
60	То же, без гранитоидных жил	2,8	2,56	3,11	,,	0.14	2,75
61	Гранитоидные жилы в мета- морфических породах	2,63	2,54	2,85	"	0,14	90
62	Q - Fsp гнейсы и гранито- гнейсы	2,63	2,56	2,84	"	0,05	59
63	Bi - Amph гнейсы и амфи- болиты	2,85	2,62	3,11	,,	0,12	203
64	Глиноземистые гнейсы	2,74	2,68	2,9	**	0,07	14
	Южно-Эстонские бло-ки						
65	Метагаббро	3,02	2,84	3,11	"	0,05	54
66	Мигматизированные (в том числе чарнокитизирован-	2,78	2,59	3,36	?	(0,13)	442
	ные) метаморфические породы						
67	То же, без гранитоидных жил	2,8	2,60	3,36	n	0.12	345
68	Гранитоиды (в том числе чарнокиты) в метаморфических породах	2,67	2,59	2,96	?	(0,07)	97
59	Гранито-гнейсы	2,67	2,60	2,78	n	0,04	58
70	Bi - Amph-Ру гнейсы	2,84	2,62	3,36	"	0,13	171
71	Глиноземистые гнейсы	2,83	2,67	3,06	"	0,08	116

* Фактор $\mathrm{Q}=J_{n}/J_{i}$, где J_{n} — остаточная намагниченность, J_{i} — индуцированная намагниченность.

** Закон распределения плотности и намагниченности определен по следующим критериям: n — распределение соответствует нормальному закону; lg — логнормальному закону; ? — распределение не соответствует определенному закону.

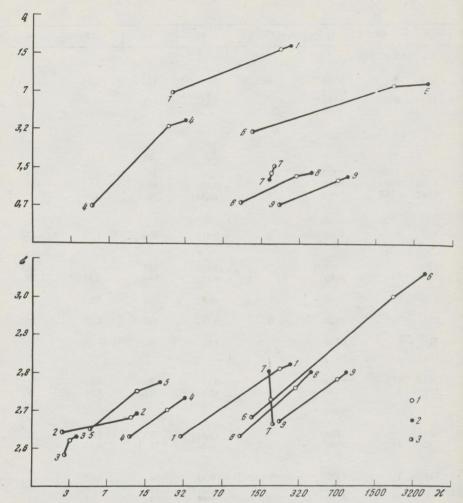
ляется в группе пород кислого состава — у гранитогнейсов и кварцполевошпатовых гнейсов: средняя плотность их в Южной Эстонии и Йыхвиской зоне — $2,67 \text{ г/см}^3$, в Западной Эстонии и Таллинской зоне — $2,63 \text{ г/см}^3$.

Магнитная восприимчивость однотипных пород из различных структурных зон и областей более изменчива, чем плотность. Кривые распределения магнитной восприимчивости пород среднего и основного состава имеют максимум или в области значений $15-70\cdot 10^6$ СГС, или в области значений более $300\cdot 10^{-6}$ СГС, или оба эти максимума. Первый (левый)

-	9	10	11	12	13	14	15	16
	192	0	5000	lg	0,99	156	1,55	64
	197	8 .	6200	,,	0,81	145	1,1	98
	7432	5100	12700	,,	0,09	24	1,17	24
	3746	960	5430	"	0,10	34	0,87	34
	5542	1180	7950	?	(0,15)	30	0,5	30
	302	0	8880	1g	0,81	804	1,13	170
	390	0	5380	"	0,77	655	1,23	133
	98	0	8880	"	0,82	149	0,75	37
	728	0	4000	?	(0,57)	193	0,8	21
	322	0	5000	lg	0,78	448	1,32	109
	31	5	5380	,,	1,03	14	1,32	3
	1593	87	9250	,,	0,56	19	1,63	14
	720	2	14500	?	(0,3)	354	1,01	282
	067	3	14500	"	(0,86)	283	1,09	222 -
	967 222	2	9880	lg	0,88	71	0,73	60
	222			-6	0,00			
	789	3	14500	,,	0,71	58	1,08	44
	1692	4	22600	?	(0,79)	172	1,08	159
	196	10	9250	lg	0,84	53	1,08	. 19

Примечание. Параметр S при нормальном законе распределения приведен в графе 7 (плотность для магнитной восприимчивости — только для обр. 10-22 и обр. 11-20; при несоответствии распределения по определенному закону параметры S взяты в скобки).

максимум свойствен породам без примеси ферромагнитных минералов, второй (правый) — породам с примесью последних. Во всех архейских комплексах проявляется второй максимум, а в распределении среднеосновных гнейсов первый максимум вообще не выражен. В свекофеннских толщах, за исключением оруденелых пород ульястеской пачки, четко выражен только первый максимум. Правая, вытянутая часть кривой указывает на некоторую долю оруденелых пород в комплексе (например, в породах Таллинской зоны). Вполне аналогично распределение

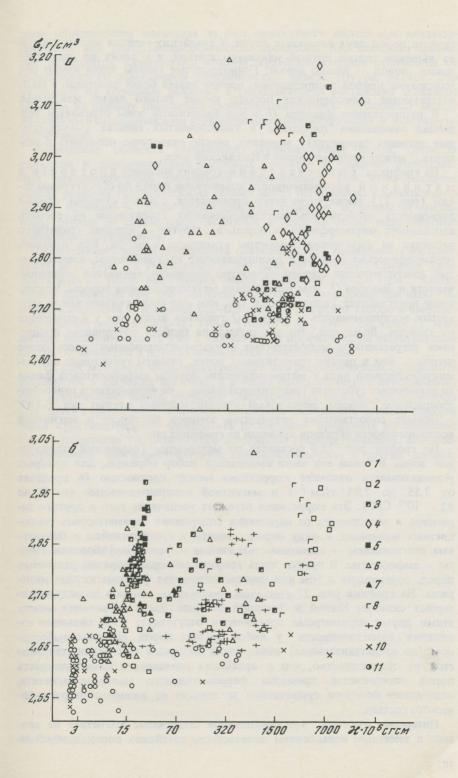


Р и с. 21. График сопоставления намагниченности (Q) и плотности (σ) комплексов мигматизированных метаморфических пород (1), метаморфических пород (2) и мигматитобразующих гранитов (3) по структурным зонам

Комплексы пород свекофеннских зон (цифры на графике) : I — участки распространения ульястеской пачки, 2 — Алутагузеская зона (без участков распространения ульястеской пачки); 3 — о-в Суур-Тютарсаар, 4 — Таллинская зона, 5 — о-в Суурсаар; комплексы архейских блоков и зон: 6 — Йыхвиская зона, 7 — Тапаский блок, 8 — Западная Эстония, 9 — Южная Эстония

Рис. 22. Диаграмма плотность (σ) — магнитная восприимчивость (κ) пород Южной и Западной Эстонии (а) и Таллинской зоны (б)

Петрографический состав образцов: 1 — кварц-полевошпатовый гнейс и гранитогнейс, 2 — биотитовый плагиогнейс, 3 — биотит-амфиболовый гнейс, 4 — биотит-амфибол-пироксеновый гнейс, 5 — амфиболит, 6 — глиноземистый гнейс, 7 — биотит-амфиболовый парагнейс, 8 — габбро, 9 — кварцевый диорит, гранодиорит, 10 — гранит, 11 — чарнокит



свойств пород двух остальных групп. У архейских гнейсов кислого состава выражен только правый максимум кривой, а у таких же свекофеннских пород — только левый. Глиноземистые гнейсы архея имеют оба максимума кривой распределения, причем левый более заметный, а соответствующие свекофеннские породы имеют только левый максимум.

В распределении фактора Q пород Таллинской зоны отражается тенденция накопления пирротина в глиноземистых гнейсах (максимальные значения параметра); вероятно, можно аналогично объяснить и раз-

личия Q между группами пород в Йыхвиской зоне.

На графиках сопоставления средних значений плотности и магнитной восприимчивости комплексов пород по структурным зонам (рис. 21) также очень четко проявляется, с одной стороны, прямая зависимость свойств ультраметаморфических гранитоидов от свойств вмещающих метаморфических пород, а с другой - влияние гранитного вещества на физические параметры комплекса в целом. Как правило, метаморфические породы и пронизывающие их гранитоиды, вместе взятые, имеют меньшие средние параметры плотности, магнитной восприимчивости и фактора Q, чем только одни метаморфические породы. Исключение представляет Тапаская зона, где, как уже было указано выше, магнитная восприимчивость и фактор Q гранитов выше, чем у вмещающих их гнейсов. Возможно, что эта специфика свойств обусловлена процессами регрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма: здесь более широко, чем в других гранулитовых зонах, развиты гранитоиды плагиомикроклинового ряда и метаморфические породы амфиболитовой фации по первичному субстрату гранулитовой фации – по чарнокитам и гиперстенсодержащим гнейсам, реликтовый участок которых вскрыт скв. В-140.

Пример сопоставления результатов замеров плотности и магнитной

восприимчивости образцов приведен на графиках рис. 22.

Но график рис. 22,6 составлен по материалам Таллинской структурной зоны. В левой его части выделяется набор образцов, для которых устанавливается отличная корреляция между плотностью (в пределах от 2,55 до 2,95 г/см 3) и магнитной восприимчивостью (от 0 до 32 · 10-6 СГС). Эта корреляция отражает увеличение того и другого параметра в зависимости от нарастания содержания парамагнитных темноцветных минералов в ряду пород: граниты и гранито-гнейсы — биотитовые плагиогнейсы - глиноземистые гнейсы - биотит-амфиболовые гнейсы – амфиболиты. В правую часть графика попадают образцы различных пород, содержащие в том или другом количестве ферромагнитные минералы. На графике рис. 22, а показаны результаты замеров по ряду характерных скважин Южной и Западной Эстонии. Здесь корреляция между этими двумя параметрами практически отсутствует из-за сильного изменения намагниченности у любой группы пород. На этом выборочном (но представительном) конкретном материале еще раз подтверждается то обстоятельство, что в архейских комплексах намагниченность пород определяется примесью ферромагнитного минерала-магнетита, содержание которого существенно не зависит от валового петрографического состава.

Интересно отметить, что повышенное содержание магнетита не связано с заметным повышением железистости архейских пород, а обуслов-

лено образованием магнетита за счет силикатного железа при метаморфических или ультраметаморфических процессах. Как показало сравнение результатов химического анализа, архейские породы отличаются от свекофеннских повышенной окисленностью железа [Пуура, 19746]. Это указывает на коренные различия в геохимической обстановке (главным образом на разницу окислительно-восстановительного потенциала) между архейским и свекофеннским региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

Физические свойства хогландских вулканогенных пород, гранитов рапакиви и порфировидных калиевых гранитов в пределах определенных местонахождений колеблются незначительно. При этом различия между разными геологическими телами могут быть весьма и весьма заметными, особенно в группе порфировидных гранитов. В целом же эти породы отнюдь не самые слабомагнитные и даже не самые низкоплотные среди пород фундамента.

Выветривание пород фундамента сопровождается понижением их плотности до 2 г/см³, а у основных пород даже до 1,5 г/см³. Средняя плотность многих типов выветрелых пород составляет 2,4—2,6 г/см³. Характерное понижение средней плотности отдельных типов пород при выветривании колеблется в пределах 0,2—0,3 г/см³, а в группе габбро и амфиболитов может достигать 0,5—0,7 г/см³ [Побул и др., 1967; см. табл. 1]. Магнитная восприимчивость уже в нижней части профиля коры выветривания быстро понижается, и породы остановятся немагнитными.

Так как мощность коры выветривания на кристаллическом фундаменте колеблется в широких пределах, а в зонах распространения неустойчивых при выветривании пород, например глиноземистых гнейсов, она постоянно находится в пределах 50—150 м, то изменение физических свойств верхней части кристаллического фундамента необходимо принимать во внимание при интепретации геофизического материала: гравиметрических, магнитометрических, электрометрических, сейсморазведочных и других данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе авторы пытаются обобщить результаты исследования кристаллического фундамента Эстонии, базирующиеся главным образом на материалах исследования керна буровых скважин, выполненных в период 1965—1977 гг. В работу включен общирный фактический материал о минералогическом и химическом составе кристаллических пород, а также о химическом составе породообразующих минералов. Подобная сводка геолого-петрографического материала публикуется впервые.

Петрографическое, возрастное и прочее расчленение пород фундамента проведено на основе площадных геофизических данных и результатов комплексного исследования керна геолого-петрографическими, минералогическими, петрохимическими, петрофизическими, геохимическими, изотопно-геохронологическими и другими методами. Для этого привлекались разносторонние методы корреляции комплексов пород, вскрытых на территории Эстонии скважинами, с комплексами пород смежных территорий, особенно Балтийского щита.

По мере продвижения исследования первоначально составленные схемы геологического районирования фундамента и расчленения его комплексов пород неоднократно пересматривались и дополнялись. Все принятые в данной работе схемы неоднократно обсуждались с коллегами, работающими в смежных районах, и поэтому эти схемы следует считать в какой-то степени устоявшимися. Согласно им в кристаллическом фундаменте Эстонии следует выделить:

- 1) складчатые массивы и блоки, состоящие преимущественно из архейских пород: Латвийско-Эстонский массив с Южно-Эстонской и Западно-Эстонской системой блоков, а также Тапаский и Йыхвиский блоки внутри свекофеннской складчатой области;
- 2) раннюю до среднепротерозойской свекофеннскую складчатую область, в синклинорных (Таллинской и Алутагузеской) зонах которой преобладают нижне- и среднепротерозойские породы, а в антиклинорных зонах расположены названные выше блоки архейских пород;
- 3) поздне-среднепротерозойские вулканогенные покровы (хогландий) и постскладчатые интрузии порфировидных калиевых гранитов и гранитов рапакиви.

Архейские и свекофеннские породы слагают складчатое основание территории, хогландские вулканиты и постскладчатые граниты являются уже раннеплатформенными образованиями. Или, иными словами, геологическое образование, традиционно именуемое "кристаллический фундамент", представляет сложное сооружение, включающее как собственно геосинклинально-складчатые, так и раннеплатформенные недислоцированные (или слабодислоцированные) образования.

Весьма детальные петрографические, петрологические, минералогичес-

кие и петрофизические исследования кернового материала позволили убедиться, что выделенные структурные области, зоны, массивы или другие объекты действительно существенно отличаются друг от друга по тем или иным свойствам пород. Для расчленения складчатого основания на архейские и протерозойские структуры (и комплексы пород) наиболее информативными оказались петрологические методы исследования, позволяющие выделить различные по условиям метаморфизма и ультраметаморфизма объекты. Установлено, что для архейских образований зачастую характерны полиметаморфические комплексы пород.

На основе изложенных выше материалов можно наметить также главные этапы становления кристаллического фундамента:

- I архейский этап становления сложноскладчатых первично-осадочновулканогенных пород, а также интрузивов преимущественно основного состава, метаморфизованных и мигматизированных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма;
- II ранне- и среднепротерозойский свекофеннский этап становления сложноскладчатых геосинклинальных, первично-вулканогенно-осадочных метаморфических пород и интрузивных пород различного состава, метаморфизованных и мигматизированных в условиях преимущественно амфиболитовой фации регионального метаморфизма;
- III поздне-среднепротерозойский хогландский этап становления недислоцированных или слабодислоцированных раннеплатформенных вулканогенных интрузивных пород.

К концу каждого выделенного этапа становления происходили процессы денудации и формировались поверхности углового несогласия. За хогландским этапом последовали рифейские процессы денудации и пенепленизации, в результате чего сформировалась также описанная в данной работе кора выветривания.

В послепротерозойское время происходили только изменения гипсометрического положения кристаллического фундамента (под влиянием колебательных тектонических движений) и формирование сквозных тектонических дислокаций осадочного чехла (разломов, плакантиклиналей).

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Б.А. К вопросу о южной границе и размерах Выборгского массива гранитов рапакиви. — Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 4, с. 789—791.

Анищенкова О.Н., Берковский А.Н., Гарбар Д.И. и др. Глубинное строение и металлогения южного и юго-восточного склонов Балтийского щита. — В кн.: Металлогения докембрия: (Тезисы докладов 1 Всесоюзного совещания по металлогении докембрия). Л.: ВСЕГЕИ, 1975, с. 82—83.

Архангельский А.Д., Розе Н.В., Федынский В.В., Люстих Е.Н. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1937, № 2, с. 3—24.

Афанасьев Н.С., Богданова С.В., Красовицкая Р.С. и др. Расчленение и корреляция дорифейских образований фундамента Русской платформы по петрофизическим данным. — Тезисы докладов 2 Петрографического совещания по европейской части СССР. Воронеж, б/и, 1972, с. 45—46.

Афанасьев Н.С., Богданова С.В., Красовицкая Р.С. и др. Расчленение и корреляция дорифейских образований фундамента Восточно-Европейской платформы по петрофизическим данным. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976, с. 159–169.

Барт Т.Ф. Теоретическая петрология. М.: ИЛ, 1956. 414 с.

Батлер Б.К.М. Состав слюд в метаморфических породах. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 303—310.

Биркис А.П. Основные гранулиты из архейского кристаллического основания Северо-Восточной Латвии. — Изв. АН ЛатвССР, 1967, № 3, с. 72—82.

Биркис А.П. Метаморфические и магматические комплексы кристаллического фундамента Латвии. Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Таллин, ИГАН ЭССР, 1971. 28 с.

Биркис А.П., Кирс Ю.Э., Коппельмаа Х.Я. и др. О гранулитовом комплексе Южной Эстонии и Северной Латвии. — Тезисы 2 Петрографического совещания по европейской части СССР. Воронеж, 6/и, 1972, с. 110—112.

Биркис А.П., Кирс Ю.Э., Коппельмаа Х.Я. и др. О гранулитовом комплексе Южной и Северной Латвии. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976, т. 2, с. 172—177.

Богатиков О.А., Биркис А.П. Магматизм докембрия Западной Латвии. М.: Наука, 1973. 140 с.

Бондаренко Б.В. Тектоническое расчленение складчатых комплексов глубокого докембрия центральных районов Русской платформы. — Сов. геология, 1968, № 9, с. 57—63.

Бондаренко Л.П., Глебовицкий В.А., Биркис А.П. и др. Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. – Тезисы 2 Петрографического совещания по европейской части СССР. Воронеж, б/и, 1972, с. 39—40.

Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.

Булах А. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 143 с.

Ванамб В., Кууспалу Т., Утсал К. О минералогической зональности коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. — Уч. зап. ТГУ, вып. 359. Труды по геологии VIII. Тарту, б/и, 1977, с. 71–103.

Варданянц Л.А. Геологическая карта докембрийского кристаллического фундамента Русской платформы м-ба 1:5 000 000: Объяснительная записка, М.: Госгеолтехиздат, 1960. 48 с.

Варданянц Л.А., Тихомиров С.Н. Геологическая карта поверхности кристал-

лического фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах СССР. -В кн.: Доклады советских геологов. XXIV сессия МГК. Проблема 4. Геология докембрия. Л.: Наука, 1968, c. 36-40.

Варданяни Л.А., Тихомиров С.Н. Докембрийский магматизм Русской платформы. - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев: Науко-

ва думка, 1970, с. 14-20.

Васильев В.А. Геохронология докембрия Южной Прибалтики. - В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1968, с. 160-171.

Вахер Р. Современная структура поверхности фундамента Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972, № 3.

c. 236-244.

Вахер Р.М., Кууспалу Т.И., Пуура В.А., Эрисалу Э.К. О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Ульясте. - В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, б/и, 1964, с. 33-53.

Вахер Р.М., Пуура В.А., Эрисалу Э.К. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР,

1962, т. 10, с. 319-335.

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 189 с.

Великославинский Д.А. К вопросу о формации собственно гранитов рапакиви и рапакивиобразных гранитов на Балтийском щите. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, c. 46-54.

Вийдинг Х., Гайгалас А., Гуделис В. Кристаллические руководящие валуны Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1972. 95 c.

Винклер Г. Генезис метаморфических

пород. М.: Мир, 1969. 246 с.

Володичев С.И. Некоторые особенности гранатов и биотитов из гнейсов центральной части Западного Беломорья. - В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Труды Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 7. Л.: Наука, 1971, с. 93-106.

Волотовская Н.А. Архей, нижний и средний протерозой. - В кн.: Геология СССР, т. І. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Геологическое описание. М.: Недра, 1971, с. 46-64.

Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М.: Иностр. лит.,

1959. 198 c.

Гафаров Р.А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской плагформы по геофизическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8, c. 56-67.

Гафаров Р.А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. -Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8,

c. 56-67.

Гафаров Р.А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ северного полушария. - В кн.: Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. - Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 209, с. 61-175.

Гафаров Р.А. Сравнительная тектоника и типы магнитных полей древних платформ. - Тр. ГИН АН СССР, 1976,

вып. 279. 270 с.

Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы м-ба 1: 2 500 000 / Под ред. Л.А.Варданянца. М.: Недра, 1966.

Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 225 с.

Геологическое строение СССР, т. 2: Тектоника. М.: Недра, 1968. 535 с.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 c.

Глебовицкий В.А. Свекофеннский метаморфический пояс. - В кн.: Восточная часть Балтийского щита. Л.: Наука, 1975, c. 24-42.

Глебовицкий В.А., Бондаренко Л.П., Биркис А.П. и др. Раннедокембрийские метаморфические комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы, т. 2. М.: Недра, 1976, с. 153-160.

Головин И.В. Использование геофизических данных для изучения геологического строения кристаллического фундамента северо-запада Русской платформы. - Вопр. разведочной геофизики. 1966, вып. 5, с. 9-26.

Дедеев В.А. Методика изучения внутренней структуры фундамента платформ. Л.: Недра, 1973. 157 с.

Дир У., Хауи Р., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. 405 c.

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. М.:

Недра, 1970. 432 с.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 288 с.

Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П. и др. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1971. 256 с.

Железнорудные формации докембрия Белоруссии. Минск: Наука и техника,

1974. 142 c.

Закруткии В.В. Об изменении химического состава биотитов при метаморфизме. — Геология и геофизика, 1970, N° 3, c. 64—73.

Зандер В.Н. Геологическое строение и перспективы рудоносности фундамента склонов Балтийского щита. Л.: Недра,

1973. 150 с.

Зандер В.Н., Томашунас Ю.И., Берковский А.Н. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л.: Недра, 1967. 122 с.

Карта аномального магнитного поля СССР, м-б 1:10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ,

1968.

Карта метаморфических поясов СССР, м-6 1:5 000 000. М.: МИЙГЕО СССР, АН СССР, 1975.

Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 71—91.

Клейн В.М., Пуура В.А. Термобарометрические исследования пород кристаллического фундамента Эстонии. — Опыт и методика изучения форм нахождения элементов в горных породах и ореолах рассеяния (Материалы семинара). Таллин: Валгус, 1976, с. 91—93.

Коппельмаа Х.Я., Клейн В.М., Пуура В.А. Метаморфические комплексы кристаллического фундамента Эстонии.— В кн.: Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука,

1978, c. 43-76.

Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.

Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970. 312 с.

Котлуков В.А., Головин И.В., Зандер В.Н. и др. Перспективы изучения склонов Балтийского щита. – В кн.: Рудоносность Русской платформы. М.: Наука, 1965, с. 108-121.

Крати К.О., Глебовицкий В.А. Метаморфические пояса СССР. — В кн.: Докл. сов. геологов. XXIV сессия МГК. Проблема 1. Геология докембрия. Л.: Наука, 1972. с. 41—51.

Кратц К.О., Магнусон Н., Симонен А., Хольтедаль О. Балтийский щит. — В кн.: Тектоника Европы. М.: Наука, Недра, 1964. с. 27—45.

Кууспалу Т. Зональный кварц из гранитов рапакиви Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. 1971, № 1, с. 43—47.

Кууспалу Т. О степени упорядочения плагиоклаза в кристаллических породах скважины Кохила на основе данных угла оптических осей 2. — Там же, 1974, № 3, с. 226-231.

Кууспалу Т. Граниты рапакиви кристаллического фундамента Эстонии. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, 1975, вып. 359, с. 76—142.

Кууспалу Т., Ванамб В., Утсал К. О минералогии коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. — Там же, 1971, вып. 286, с. 52—163.

Кууспалу Т., Утсал К., Ванамб В. Гидротермальный сепиолит из коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1973, № 1, с. 169—173.

Кырвел В. Графит в кристаллическом фундаменте Эстонской ССР. — Там же, 1971, № 2, с. 176-177.

Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М. и др. Формационные особенности и возрастное расчленение высокометаморфизованного нижнего докембрия. В кн.: Доклады советских геологов. XXIV сессия МГК. Проблема 4. Геология докембрия. Л.: Наука, 1972, с. 68—76.

Лобач-Жученко С.Б., Кратц К.О., Герлинг Э.К. и др. Геохронологические рубежи и геологическая революция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 192 с.

Маракушев А.А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 7, с. 21-38.

Можаев Б.Н. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины. Л.: Недра, 1973. 231 с.

Нагайцев Ю.В. О некоторых типах реакции прогрессивного метаморфизма в метапелитовых породах (на примере Ладожской формации).— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, с. 1437—1440.

Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во Ленингр. гос. vн-та, 1974. 160 с.

Неволин Н.В., Богданова С.В., Лапинская Т.А. и др. Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М.:

Недра, 1971. 118 с.

Нийн М.И. К стратиграфии хогландской серии среднего протерозоя Северной Прибалтики. — В кн.: Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс: ЛитНИГРИ, 1976, с. 15—17.

Паасикиви Л.Б. Геологическое строение и история развития Хаанья-Локновского и Мынистеского поднятий. — Вопр. разведочной геофизики, вып. 5. М.: Недра, 1966, с. 86—97.

Перчук Л.Л. Равновесие породообразующих минералов. М.: Наука, 1970.

391 c.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.

Петерселль В.Х. О сульфидной минерализации в кристаллических породах ягалаской толщи. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1974а, № 2, с. 142—148.

Петерселль В.Х. О распределении микроэлементов и генезиса сульфидной минерализации в кристаллических породах ягалаской толщи. — Там же, 19746, № 3, с. 232—236.

Петерселль В.Х. Основные черты геологии и рудоносности кристаллического фундамента южного склона Балтийского щита. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук АН ЭССР. Таллин, ИГ АН ЭССР, 1976. 28 с.

Петерселль В.Х., Клейн В.М. О содержании малых элементов в мономинеральном магнетите из докембрия южного склона Балтийского щита. — В кн.: Опыт и методика изучения форм нахождения элементов в горных породах и ореолах рассеяния: (Материалы семинара). Таллин: Валгус, 1976, с. 17—19.

Побул Э.А. О рельефе кристаллического фундамента территории Эстонской ССР. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1961,

т. 6, с. 3-11.

Побул Э.А. О строении кристаллического фундамента Эстонии по данным геофизики. – В кн.: Геология палеозоя. Таллин, 1962, с. 309—318. (Тр. Ин-та геологии АН ЭССР; т. 10).

Побул Э.А., Baxep Р.М. О физических свойствах пород кристаллического фундамента в районе Ульясте. — В кн.: Лито-

логия палеозойских отложений Эстонии. Таллин, б/и, 1964, с. 55-74.

Побул Э., Вахер Р., Арвисто Э. Физические свойства пород кристаллического фундамента Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1968, № 4, с. 393—408.

Побул Э., Сильдвээ Х. О разрывных нарушениях кристаллического фундамента Эстонии. — Там же, 1973, № 1, с. 51—57.

Полякова Н.А., Побул Э.А. О строении кристаллического фундамента южного склона Балтийского щита. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 34. Геофизика, с. 41–47.

Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, Карельск. фил. АН СССР, 1976. 72 с.

Пуура В.А. К-Аг изотопный возраст пород кристаллического фундамента Северной Прибалтики. — Изв. АН ЭССР. Химия, Геология, 1974а, № 1, с. 40—49.

Пуура В. Структура южного склона Балтийского щита. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Таллин, ИГ АН

ЭССР, 19746, 28 с.

Пуура В.А., Кивисилла Я.Я., Петерселль В.Х. Результаты глубинного картирования кристаллического фундамента Эстонии. — Тезисы 2 Петрографического совещания по Европейской части

СССР. Воронеж, 1972, с. 48-50.

Пуура В.А., Кивисилла Я.Я., Петерселль В.Х. Формации метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований северной части Эстонии и их рудная минерализация. – В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы, т. 1. М.: Недра, 1976а, с. 169—176.

Пуура В.А., Коппельмаа Х.Я., Нийн М.И. и др. Петрология гнейсо-мигматитовых комплексов докембрия Прибалтики и перспективы их рудоносности. — Материалы к 5 Всесоюзному петрографическому совещанию, т. 2. Алма-

Ата, 1976б, с. 225-228.

Пуура В.А., Кууспалу Т.И., Биркис А.П. Главные черты геологического строения докембрийского фундамента Прибалтики. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы, т. 1. М.: Недра, 1976в, с. 27—40.

Пуура В., Мардла А. Структурное расчленение осадочного чехла в Эстонии. Изв. АН СССР. Химия. Геология, 1972,

Nº 1, c. 71-77.

Пуура В., Мурина Г., Миркина С. Возраст порфировидных гранитов рапакиви

Северной Эстонии по данным стронциевого и свинцового методов. — Там же, 1974, № 1, с. 169—171.

Пуура В., Судов Б. К вопросу о зонах платформенной тектонической активизации южного склона Балтийского щита и их металлогении. — Там же, 1976, № 3, с. 206-214.

Седова И.С., Дук Г.Г. Особенности состава биотитов гранитоидов южного обрамления Алданского щита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, ч. 99, вып. 4, с. 399—410.

Семененко Н.П. Фундамент Русской плиты. — В кн.: Тектоника Европы. М.: Наука; Недра, 1964, с. 50—52.

Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1949. 331 с.

Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Кепежинскас К.Б. и др. Парагенетические типы минералов как отражение состава и условий образования метаморфических пород. – В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма, т. 2. Новосибирск, 1972, с. 146–166.

Тектоническая карта фундамента СССР./Гл. ред. В.Д.Наливкин. Отв. ред. В.А.Ледеев. М.: ГУГК, 1974.

Тихомиров С.Н. О новых массивах гранитов рапакиви в Прибалтике и Ленинградской области. – Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 4, с. 889–890.

Тихомиров С.Н. Геологическое строение докембрийского фундамента в пределах Ленинградской области и Прибалтики. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1966а. 24 с.

Тихомиров С.Н. Краткий геолого-петрографический очерк кристаллического фундамента Ленинградской области. — В кн.: Материалы по геологии Европейской территории СССР. Л.: Недра, 19666, (Тр. ВСЕГЕИ; "Нов. сер., т.114), с. 190—196.

Трёгер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1968. 186 с.

Усенко И.С., Щербаков И.Б., Заяц А.П. Биотиты докембрия. Киев: Наукова думка, 1972. 208 с.

Утсал К. О технике и методике исследования глинистых минералов рентгеновскими методами. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, 1971, вып. 286, с. 3—51.

Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. М.: Наука, 1971. 346 с.

Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 244 с.

Фурсов Н.Н. Строение кристаллического фундамента северной части Советской Прибалтики по данным аэромагнитной съемки. — Сов. геология, 1962, № 4, с. 110—114.

Шатский Н.С. Основные черты стросния и развития Восточно-Европейской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 5—62.

Шуркин К.А., Биркис А.П., Богданова С.В. и др. Магматизм нижнего докембрия фундамента Восточно-Европейской платформы (опыт корреляции на основе формационного анализа). — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы, т. 2. М.: Недра, 1976, с. 5—15.

Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Крати К.О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л.: Наука, 1973. 68 с.

Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967, с. 154—261.

Эфендиева М.А. Рельеф кристаллического фундамента под акваторией Балтийского моря по магнитометрическим данным. — Сов. геология, 1967, № 4, с. 88—94.

Яковлева А.К. Морфология и генезис ортопироксенов из метаморфизованных гипербазитов Аллареченского района. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 10. Л.: Наука, 1974, с. 32–42.

Differt E. Magnetiit (Eesti sugavmaardlad, 2). Tallin, 1936, 12 lk.

Gorbatshew R. The Precambrian sandstone of Gotska sandon. – Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1968a, vol. 39, p. 78–95.

Gorbatshew R. Distribution of elements between cordierite, biotite and garnet. – Neues Jb. Miner., 1968b, Bd. 110, H. 1, S. 57–80.

Kark J. Mineraloogia opperaamat. Tartu: Teaduslik Kirjandus, 1940. 287 lk.

Kranck E.H. Hoglands Berggrund. — Geol. Főren. Főrhandl., Stockholm, 1929, Bd. 51, H. 2, S. 173—198.

Linari A. Sügavpuurimisest Jõhvi lähedal. – Teadus ja Tehnika, 1940a, N 4, 1k. 161–165.

Linari A. Aruanne sügavpuurimistest Jõhvi lähedal. – In: Tallinna Tehnikaülikooli toimetused. Tallinn, 1940b, N 15, 27 lk

Linholm A. Rakendusgeoloogilisi oletusi Jõhvi magnetilise anomaalia piirkonna kohta. - Tehnika Ajakiri, 1937, N 5, lk. 101-108.

Luha A. Eesti NSV maavarad R.K. Teaduslik-tehniline kirjandus. Tallinn, 1946. 178 lk.

Maasik V. Kirde-Eesti aluskorra ja aluspõhja struktuuride detailne uurimine gravimeetrilise meetodiga. - EVSV TA Toim., kd. X, Füüs.-mat. ja Thn. Tead. Seeria, 1962, N 4, lk. 319-328.

Reinwald I. Störungen im Brennschiefergebiet Estlands. - Tehnika Ajakiri,

1935, N 9, lk. 161-165.

Rüger L. Paläogeographische Untersuchungen im baltischen Cambrium unter Berücksichtigung Swedens. - Zentr.-Bl. Miner. Geol. und Paläontol. Verbindung, 1923, N 4, S. 117-128; N 5, S. 142-155.

Saxena S.K. Distribution of elements between coexisting muscovite and biotite and crystal chemical role of titanium in the micas. - Neues Jb. Miner., 1966, Bd. 105,

H. 1, S. 1-17.

Sederholm J. An migmatite and associated pre-cambrian rocks of south-western Finland, part 3. The Aland islands. - Bull. Comm. Géol. Finl., 1934, N 107, p. 1-68.

Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic, early archean supracrustal rocks in southwestern Finland. -Bull. Comm. Geol. Finl., 1953, N 160. p. 1-64.

Simonen A. Pre-Quaternary rocks of Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl. 1960 N 191, p. 1-49.

Viiding H., Pobul E., Kala E. Palukula mõistatus laheneb. - Eesti Loodus, 1969. N 8. lk. 469-474

Weaver C.E. The distribution and identification of mixedlaver clavs in sedimentary rocks. - Amer. Miner., 1956, vol. 41, N 3/4, p. 202-221.

Welin E. Den svekofenniska orogena zonen i norra Sverige-en preliminär diskussion. - Geol., Fören. Förhandl. (Stock-

holm), 1970, Bd, 92, S, 433-451.

Öpik A. Eine mögliche geologische Dentung der magnetischen Anomalien Estlands.-In: C. r. Comiss. Geodes. Baltin reunie a Tallinn et Tartu 20-30 août 1935, 1935a. p. 287-288.

Opik A. Tütarsaare geoloogiast. - Tallinn-Tartu: Eesti Loodus, 1935b, N 5.

lk. 165-166.

THE CRYSTALLINE BASEMENT OF ESTONIAN TERRITORY

SUMMARY

The present collection represents a survey of the joint studies carried out by the Institute of Geology of the Academy of Sciences of the Estonian SSR, Geological Survey of the Council of Ministers of the Estonian SSR and the Department of Geology of Tartu State University. The data presented were obtained as a result of more than ten year investigation.

The studies of basement were grounded on geophysical evidence. The regularities of the basement structure in Estonian territory have been dealt with by E. Pobul and others [Побул, 1962; Побул, Сильдвээ, 1973; Полякова, Побул,

1960] mainly on the basis of geophysical data.

It was not until 1960 when the final direction of the investigation of the basement formed out in connection with the development of deep borings. The first detailed geological-petrographic study was carried out on the material collected from prospect holes in the vicinity of Uljaste [Baxep и др., 1964].

The results of the studies including the whole Estonian territory have been published in brief surveys [Пуура и др., 1976в; Пуура и др., 1976а] and dis-

sertations [Пуура, 1974б; Петерселль, 1976].

Monographs have been compiled on granites rapakivi and porphyraceous potassic granites [Кууспалу, 1975] and on the crust of weathering of basement rocks

[Кууспалу и др., 1971].

Although the basement in different parts of Estonian territory has not been studied to the same extent, the present net of boreholes enables to describe all the regions of different geophysical and structural character (Fig. 1, 6, 7). The North-Estonian basement has been subjected to an especially detailed study (Fig. 2).

The present work includes all the core material and geophysical data obtained by the year 1976. The cores were subjected to a complex study. The technique was worked out by T.Kuuspalu, V.Puura and others during the years from 1961

to 1966.

BASEMENT RELIEF

The Estonian territory is situated on the southern slope of the Baltic shield. The dip angle of the peneplaned basement surface is 6-13 minutes (2-4 m/km) in the direction of south (azimuth $-160-200^{\circ}$). The extensive Valmiera—Lokno basement dome proceeds along the Estonian and Latvian boundary and influences the basement relief all over the south-eastern part of Estonia (Fig. 4).

The cross-section of the above anticlinal dome is asymmetrical: its northern slope is lower (as much as 260 m in height) and smooth, whereas the southern

slope is higher (up to 750 m) and steep.

Most likely, the smaller unevenesses of the basement surface occur everywhere, more often they have been revealed by detailed geophysical investigations and borings in North Estonia (Fig. 4).

The greatest of them are the scarps, connected with platform faults and extending to 30-50 m in height, and the uplifts of crystalline rocks, 0,3-4 km in diameter and 40-120 m in height. The latter form the cores of plain-type folds and occur in the vicinity of Sonda-Uliaste. Assamalla, etc.

The dome of peculiar origin is situated on Hiiumaa. The arch of crushed crystalline rocks of the Kärdla ring structure, about 5 km in radius surrounds the central basin which is 200–400 m deep (according to geophysical evidence). The height of the arch reaches in places up to 240 m. The whole crateriform structure, presumably of volcanic or meteoritic origin is burried under Middle and Upper Ordovician and Lower Silurian sedimentary rocks.

The zonation of basement and classification of rocks

The zonation scheme is compiled on the basis of gravimetric and magnetometric evidence (Fig. 5). On the compilation of geologic-petrographic and structural zonation scheme (Fig. 6,8) also the data obtained by the study of cores (Table 1) have been considered.

The direction of lines on the schemes 6 and 8 indicates the sypposable trend of folded rocks.

The Archaean composite gneisses dominate in the basement of the South- and West-Estonia and North-Latvia. In South-Estonia and North-Latvia (Fig. 6, VI, VIa) the metamorphic rocks have developed under the conditions of granulite facies, in West-Estonia under the conditions of amphibolite facies. The above region as a whole belongs to the area of Baltic positive gravitational-magnetic anomalies (Fig. 5). In Estonia and Latvia the Archaean rock masses are penetrated by the faults of different directions. Some of them represent negative gravitational and magnetic anomalies. Thus the negative magnetic anomaly which proceeds from north-west to south-east isolates so-called Paldiski—Pihkva zone (Fig. 6, Va, VIa) from the rest of Latvian—Estonian rock mass, whereas the fault orienting from west to east separates the West Estonian rock area of amphibolite facies (Fig. 6, V, Va) from the South-Estonian rock area of granulite facies (VI, VIa). Svecofennian folding area in the northern and north-eastern part of Estonia coincides with Tallinn—Leningrad area of negative gravitational magnetic anomalies (Fig. 5).

Lower Proterozoic folded rocks occur in synclinal deposits of Tallinn (Fig. 6, I) and Alutaguse (II) zones. The blocks of Archeozoic rocks expose on the basement surface in the central part of Tapa (III) and Jőhvi (IV) zones with anticlinal deposits.

The main faults of the Svecofennian folding area proceed from north-east to south-west on the boundary of Tallinn and Alutaguse zones, the largest fault occurs on the western boundary of Tapa zone.

The above structural zones vary in the composition of intrusive and ultrametamorphic rocks as well (Table 1).

Svecofennian folded, intrusive and ultrametamorphic rocks of Archeozoic and Early Proterozoic origin form the geocynclinal folded basement of the described territory.

The early platform intrusions which date from the end of the Middle Proterozoic cut into the folded basement and can be divided into two groups, slightly different in age. The group of older intrusions includes porphyraceous granite masses

of Märjamaa (Fig. 6, No 3), Naissaare (No 4), Neeme (no 5) and Ereda (No 6). In geophysical anomalous fields they occur as subsiometrical anomalies (Fig. 5, No 7, 14, 15, 16).

The younger intrusions include the rapakivi giant plutons, e.g. Viiburi pluton in the Gulf of Finland (north-east off the Estonian territory) and on its northern coast, Riga pluton on the islands north-west off the Estonia, in the Gulf of Riga, in the central part of the Baltic Sea and in West Latvia. Gravitationally negative areas correspond to the both rock masses. Thus there lies the Pärnu area of negative gravitational anomaly on the north-eastern boundary of the Riga rock mass.

Besides the granite rapakivi plutons which occur on Suursaar and West-Saaremaa (Fig. 6, No 7) the folded basement is overlain by Hoglandian early platform lava sheet. The folded rocks of Archeozoic and Proterozoic form together with

early platform crystalline rocks the crystalline basement.

The age classification of rocks (Table 2) makes use of different data. Radiometric age enables to date the youngest rocks only, such as granites rapakivi, porphyraceous granites and Late Svecofennian migmatite granites (Table 3), whereas the R-Ar and Rb-Sr dates for older rocks refer to the regional "rejuvenation".

The rocks of Archeozoic are separated out on the basis of a) progeosynclinal character of the primary rocks of metamorphites (above all the absence of formational and faceal features characteristic of the Proterozoic geocynclinal complexes); b) initially high-temperature metamorphism and ultrametamorphism of granulitic or amphibolitic facies; c) dislocation of tectonic structures (the faults observable in geophysical anomalous fields and recognizable also in cores); d) diaphthoresis of rocks and repeated migmatization; e) indirect geophysical and geological data on the ratio of structures and rocks supposably of Archeozoic origin; f) correlation with neighbouring areas and with profoundly studied typical Precambrian areas, etc.

The Svecofennian folded area of Proterozoic age is the extension of corresponding structures of the Baltic shield. The structure and rock association of the Tallinn zone is similar to the lepetite formation in South-Finland, whereas the structures and rocks of the Alutaguse zone correlate with the Ladoga structural zone and with the rocks of its Sortavala and Ladoga series, accordingly.

The correlation of early platform intrusive rocks with corresponding rocks of the Baltic shield seems reliable. Close similarity has been established between the Hoglandian sections of Suursaare and West-Saaremaa and the subjotnian sections in the central Sweden. The charnocitic migmatization is characteristic of South-Estonian granulitic rocks.

The composite micro- and mediumgrained biotite-amphibole gneisses and biotite-plagiogneisses prevail in West-Estonia, amphibolites occur quite frequently, whereas granite gneisses and garnet—cordierite—sillimanite—biotite gneisses are rare. West-Estonian composite granites vary in their composition, they may be represented by plagioclase—microcline, microcline and plagioclase granites.

Metamorphic and highly composite gabbros are of frequent occurrence in Tapa block. In general the rocks of this block are similar to those of South-Estonian complex, and resemble West-Estonian rocks after they have gone diaphthoresis. On the whole the rocks of Jöhvi zone also resemble the South-Estonian rocks, however they have experienced stronger diaphthoresis and are penetrated by granite veins. The occurrence of magnetite quarzites is a specific feature of Johvi zone.

Proterozoic rocks in Svekofennian folded area

The migmatizised composite metamorphic rocks from the Jägala series of Tallinn zone fall into three specific groups: a) biotite-amphibole gneisses, biotite-plagiogneisses and amphiboles similar to the intermediate and basic volcanites in their chemical composition; b) biotite-garnet-sillimanite-cordierite gneisses and biotite gneisses which in their structure and chemical composition resemble the sandy-argillaceous flysch-like sediments; c) quartz-feldspath gneisses and granite gneisses (leptite gneisses) which chemical composition is similar to acid volcanites and arkoses. The occurrence of graphite and sulfides in the complexes of flysch-like rocks and sometimes in amphibolites as well, refers to the accumulation of organic matter in depositis.

PETROGRAPHIC DESCRIPTION

The petrographic description of rocks is presented by structural zones. The rocks occurring within one or another zone are described in the following succession: metamorphic, intrusive and ultrametamorphic rock associations and types. In addition to the description also the data obtained by chemical analyses and the content of minerals in thin sections is presented (Table 4 to 53). It is possible to compare the chemical and mineral composition of rocks as they are usually determined from one and the same specimen. The numeration of specimens, thin sections and samples in the Tables is unified, comprising the number or index of borehole and the sampling depth in decimetres (the last four numbers of the specimen etc.). The numbers of boreholes and indexis are given in the Table 1 and in Figures 1 and 2.

The rocks of Archeozoic masses and blocks

The metamorphic and ultrametamorphic rocks of granulite facies dominate in South-Estonia. Several microcrystalline and medium-crystalline pyroxene gneisses, such as hypersthene-diopside gneisses, hypersthene-diopside-amphibole gneisses and biotite-hypersthene gneisses are characteristic of this region. According to the chemical composition they correspond to the basic, seldom to the intermediate magmatic rocks.

The gneisses with granitoidal composition which contain hypersthene are quite frequent, hypersthene-containing garnet-cordierite-biotite gneisses and spinel occur seldom, whereas quartzites and carbonate rocks are very rare. Biotite-amphibole gneisses and amphibolites of amphibolite facies occur in places.

The complex of Alutaguse zone consists of two parts. Quartzites, carbonate rocks, black biotite and biotite—garnet—sillimanite—cordierite rocks which contain graphite and sulfides alternate in the lower part (Uljaste member), whereas flysch-like biotite-garnet-sillimanite-cordierite gneisses and biotite gneisses, which also contain graphite and sulfides in places, prevail in the upper part.

The veins of microcline granites and plagioclase-microcline granites penetrate Tallinn and Alutaguse zones.

Early platform crystalline rocks

This group includes Hoglandian volcanitas, porphyraceous granites and rapakivi granites. The Hoglandian quartz porhpyry from the Undva (580) core in the western part of Saaremaa is slightly weathered massive rock. Albite, microcline and quartz occur as phenocrysts. Plagoclase (No 45–70) occurs in the dark-grey porhyrite as phenocrysts.

METAMORPHISM OF THE ROCKS OF FOLDED BASEMENT

Metamorphism of the rocks was studied on the basis of mineral sequence and chemical composition of the rock-forming minerals. 144 samples of minerals were studied. The most detailed description is given for the rocks containing biotite, garnet, sillimanite and cordierite in Tallinn and Alutaguse zones, however, there are data on the rock groups of other zones as well. Table 60 shows the tempereture of metamorphism. An attempt was made to determine the pressure of metamorphism considering the paragenetic deagrams by various authors.

The temperature of metamorphism for the rocks of granulite facies in South-Estonian rock mass, Tapa block and Johvi zone was 680-730°C and the pressure

of metamorphism 5-6 kilobars.

In West-Estonia those parameters were 670–680°C and 4–5 kilobars, respectively, for the rocks of high-temperature subfacies of amphibolite facies. The parameters of metamorphism for the rocks of amphibolite facies in Tallinna and Alutaguse zones range from 550°C to 670°C and from 2,5 to 6 kilobars, their distribution in area refers to the zonation of metamorphism (Fig. 12), the maximal parameters were established in the vicinity of Tapa and Uljaste anticline structures.

The metamorphism of Svecofennian rocks in North and North-East Estonia

is similar to that of the Baltic shield.

All the metamorphous complexes of Estonian basement belong to the series on the facies of sillimanite-andalusite type, which are characterized by a relatively low pressure and high temperature.

THE WEATHERING CRUST OF BASEMENT

Three main types can be distinguished in the zone of hypergene alternation of basement rocks — fractured, intermediate and areal.

On the basis of intensity of hypergene alternation of a rock 4 stages are distinguished and marked 0, I, II, III (in order of the increase of intensity). Mineral composition of the weathering crust is described on the grounds of X-ray and microscopic analyses (1100 samples from 140 boreholes) and it is found to depend on the primary rock and the intensity of alternation (Table 61, 62, Fig. 19).

The weathering crust is prevailingly caolinitic, followed by montmorilloniteillite, however, illite, chlorite, montmorillonite-chlorite and montmorillonite should be pointed out. The thickness of the crust of weathering fluctuates in wide

range (up to 150 m) in dependence of the fissility and type (Fig. 17, 18).

THE DENSITY OF ROCKS AND MAGNETIC PROPERTIES

The density of unweathered rocks (σ) , magnetic susceptibility (χ) and remnant magnetism (J_n) was studied in every core. Table 63 and Figure 21 sum up the physical properties of all the rock associations and main rock types. Archeozoic metamorphic complexes are characterized by greater thickness and higher magnetic susceptibility. The latter results from the magnetite which is scattered all over the area. The magnetism of metamorphic rocks is of Svecofennian zone is higher only in the zones with phyrrotite or magnetite, however, they are found only in places.

Figures 21 and 22 show the correlation between density and magnetic proper-

ties.

ОГЛАВЛЕНИЕ

		Введенив. В.А.Пуура	3
Глава	I.	Рельеф кристаллического фундамента. В.А.Пуура	11
Глава	II.	Районирование и расчленение комплексов пород кристаллического фундамента. В.А.Пуура	15
		Архейские гнейсо-мигматитовые массивы и блоки	15 17 30 35 38
Глава	III.	Петрографическое описание	46
		The state of the s	101 121 134
Глава	IV.	О метаморфизме комплексов пород складчатого основания. В.М.Клейн, Х.Я.Коппельмаа, В.А.Пуура	145 147
Глава	V	Краткая характеристика коры выветривания кристаллических пород. В.В.Ванамб, В.А.Пуура	173
Глава	VI	Плотность и магнитные свойства пород. В.А.Пуура, Р.М.Вахер .	181
		Заключение	194
		Питература	196
		The Crystalline Basement of Estonian Territory. Summary	202
		CONTENTS	
		Introduction (V. Puura)	3
Chapt	er I.	Relief of the Crystalline Basement. V.Puura	11
Chapt		Zoning and Stratification of the Rock Complexes of the Crystal- line Basement. V. Puura	15
		Introduction	15 17 30
			207

		Early Cratonic Structures: Granite Intrusive and Hogland Graben-Synclines
Chapter	III.	Petrographical Description
	1	Rock Complex of South Estonia. H. Koppelmaa 46 Rock Complex of West Estonia. M. Niin 69 Rock Complex of the Tapa Block. H. Koppelmaa 77 Rock Complex of the Johvi Zone. H. Koppelmaa 87 Quartz-Diorites and Granodiorites of South and of West Estonia. H. Koppelmaa, M. Niin 98 Rock Complexes of the Tallinn Zone. H. Koppelmaa 101 Rock Complexes of the Alutaguse Zone. M. Niin 121 Rocks of the Hogland Series of the Island Saaremaa. M. Niin 134 (Rapakivi granites and Porphyry Potassic Granites. J. Kirs 136
Chapter	IV.	On the Metamorphism of the Rock Complexes of the Folded Basement. V.Klein, H. Koppelmaa, V.Puura
		The conditions of forming of paragenesis of progressive metamorphism and phenomenon diapthoresus
Chapter	V.	Short Report of the Crust of Weathering of the Crystalline Rocks. V. Vanamb, V. Puura
Chapter	VI.	Density and Magnetic Properties of the Rocks. V.Puura, R.Vaher . 181
		Conclusions
		References
		The Crystalline Basement of Estonian Territory Summary 202

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ЭСТОНИИ

Утверждено к печати Институтом геологии АН СССР

Редактор издательства $\Pi.В.$ Mиракова. Художник И.В. Таланова Художественный редактор И.Ю. Hecreposa. Технический редактор H.M. Бурова Корректор $\textit{B.\Pi. Крылова}$

ИБ Nº 27589

Подписано к печати 07.01.83. Т — 04508. Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1 Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0 + 1,0 вкл. Усл.кр.-отт. 14,3. Уч.-изд.л. 17,6 Тираж 600 экз. Тип.зак. 2072. Цена 2 р. 70 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул. д. 90 Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука" 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

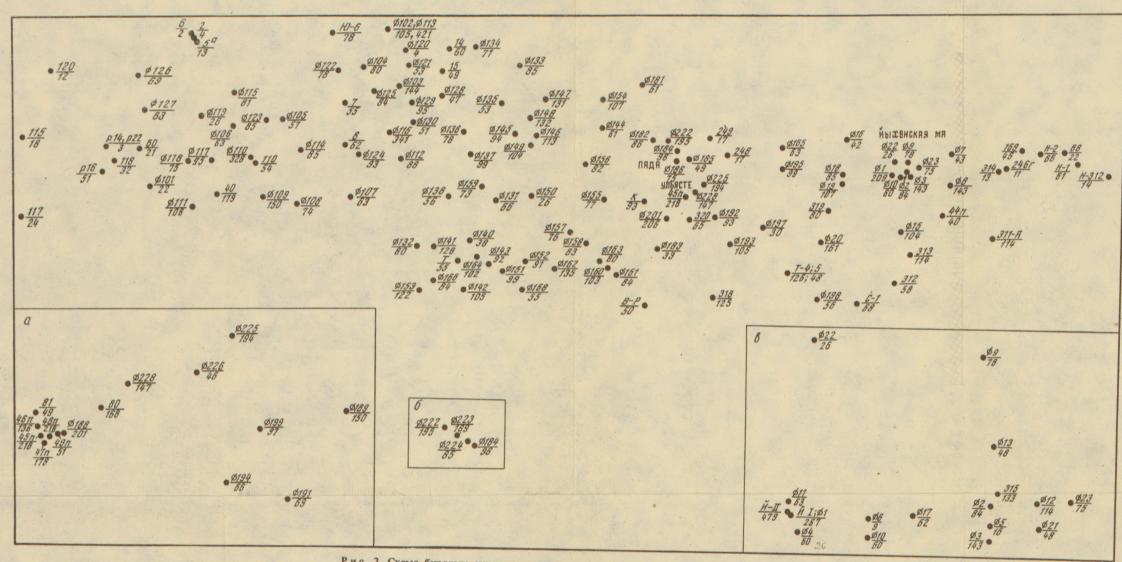
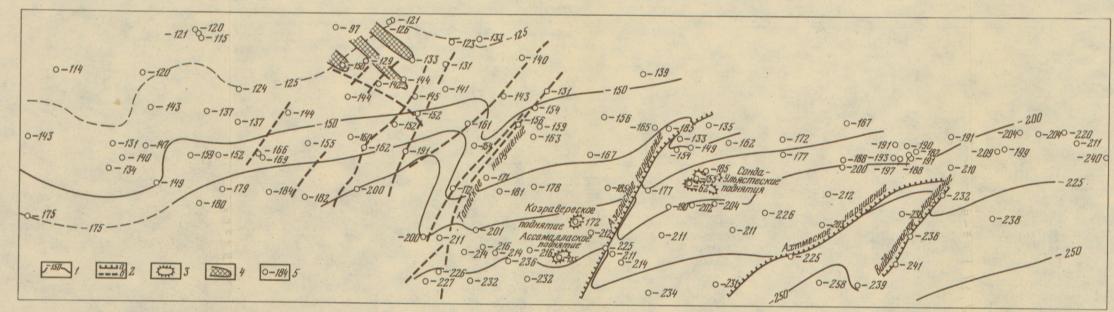
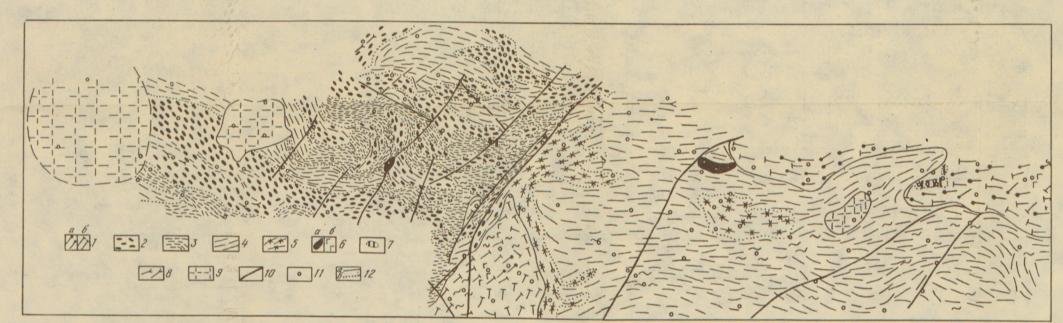


Рис. 2. Схема буровых скважин, вскрывших кристаллический фундамент в Северной

Цифры у скважин см. на рис. 1. На врезках показано расположение скважин на участках: а — Ульясте, б — Пада, в — Йыхвиской магнитной аномалии

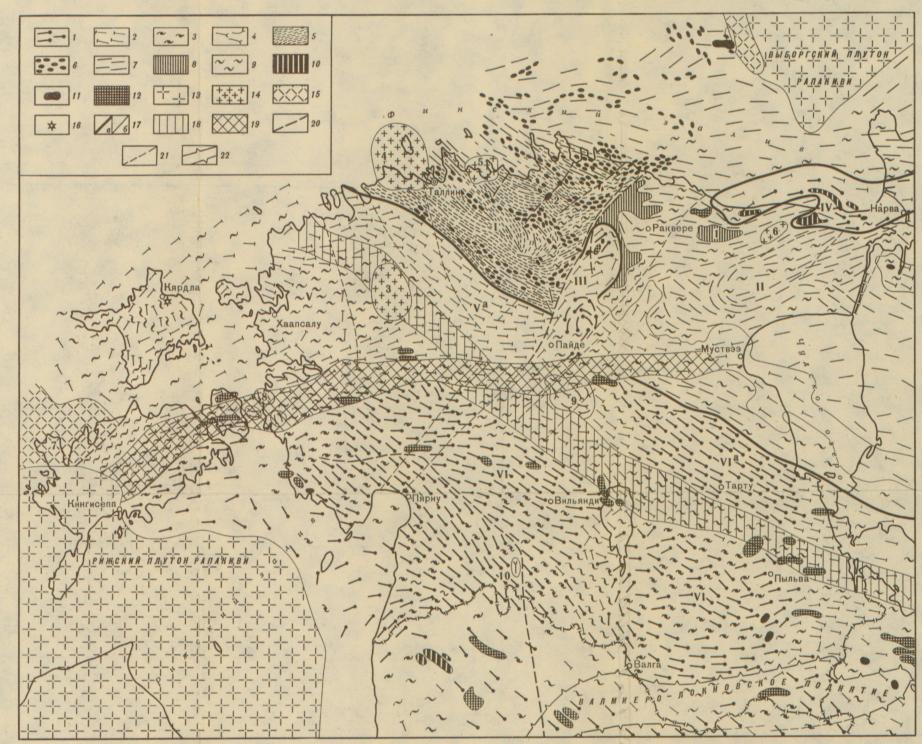


Р и с. 4. Схема рельефа кристаллического фундамента Северной Эстонии 1— изогипсы поверхности фундамента через 25 м; 2— разрывные тектонические нарушения: a— пересекающие кристаллический фундамент и осадочный чехол, δ — в кристаллическом фундаменте; β — локальные поднятия кристаллического фундамента; δ — отметки поверхности фундамента)



Р и с. 8. Геолого-петрографическая схема кристаллического фундамента Северной Эстонии 1 — метаморфические породы архея гранулитовой (а) и амфиболитовой (б) фаций метаморфизма, 2-5 — свекофеннские метаморфические породы: 2 — биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты, 3 — кварц-полевошпатовые гнейсы и гранито-гнейсы, 4 — глиноземистые гнейсы, 5 — породы ульястеской пачки; 6 — габброиды в свекофеннском

цевые диориты; 9 — порфировидные граниты; 10 — разрывные нарушения; 11 — буровая скважива; 12 — геологические границы: a — разновозрастных комплексов пород, δ — лито-



Петрографический состав фундамента: 1 — архейские гнейсы гранулитовой фации, 2 — то же, амфиболитовой фации, 3 — чарнокитизация, или кислые гранулиты, 4 — кварцевые диориты и гранодиориты, 5 — кварц-полевошпатовые гнейсы, гранито-гнейсы, 6 — биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты, 7 — глиноземистые гнейсы, 8 — породы ульястеской пачки, 9 — мигматизация гранитами, 10 — магнетитовые кварциты и гнейсы, 11 — основные породы, 12 — высокомагнитные породы неизвестного состава, 13 — граниты рапакиви, 14 — порфировидные калиевые граниты, 15 — вулканиты когландской серии; 16 — Кярдлаская кольцевая структура (разрушенные породы фундамента); 17 — геологические границы: a — складчатых областей, b — остальные; b — предполагаемая зона разлома и интенсивной гранитизации по юго-западному борту Палдиски-Псковской зоны;

19 — субширотная зона разлома, дроблений и милонитизации; 20 — разломы в фундаменте; 21 — платформенные разрывы, пересекающие осадочный чехол и кристаллический фундамент; 22 — контуры поднятия фундамента. Римскими цифрами обозначены: I — Таплинская зона, II — Алутагузеская зона, III — Тапаский блок, IV — Йыхвиская зона, V — блоки архея Западной Эстонии, VI — блоки архея Южной Эстонии (Va + VIa — Палдиски-Псковская зона); арабскими цифрами обозначены: 1 — участок Сонда-Ульясте, 2 — Сигулаский массив габбро, 3-6 — массивы порфировидных гранитов: 3 - Мярьямазский, 4 - Найссаарский, 5 - Нээмеский, 6— Эредаский, 7— участок распространения ундваской толщи; 8—10— массивы гранодиоритов и кварцевых диоритов: 8— Виртсу (Массо), 9— Таадиквере, 10— Абъя

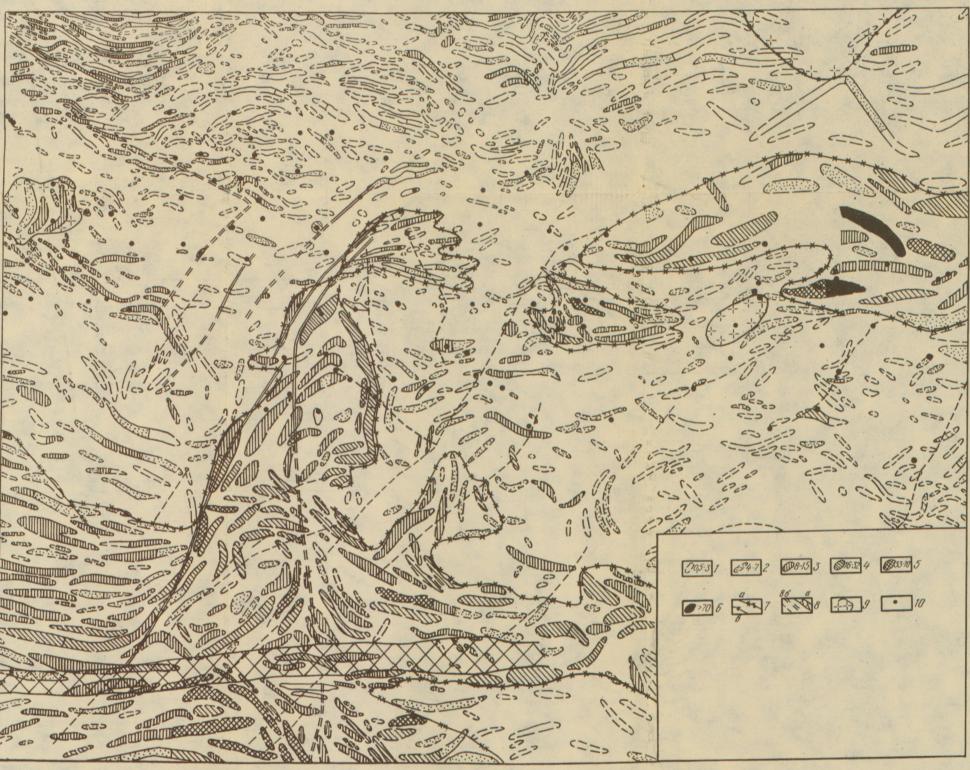
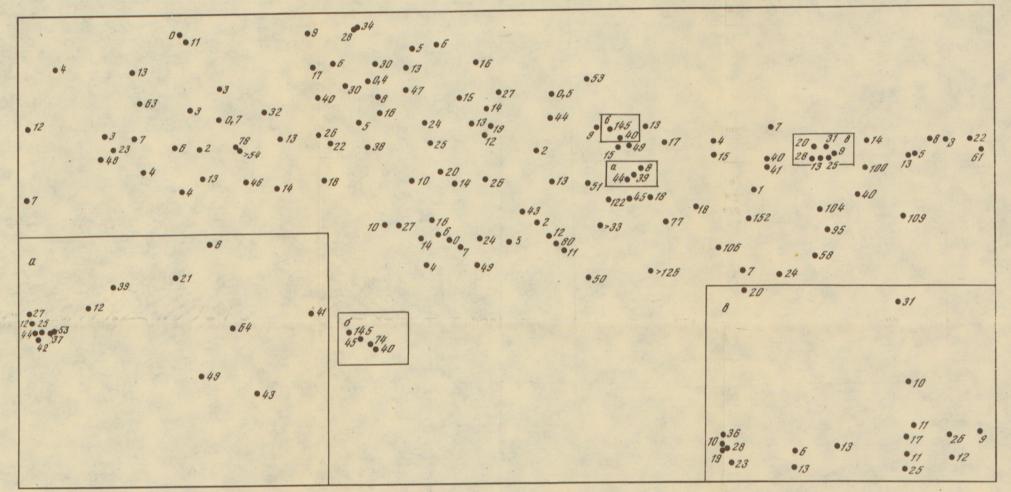


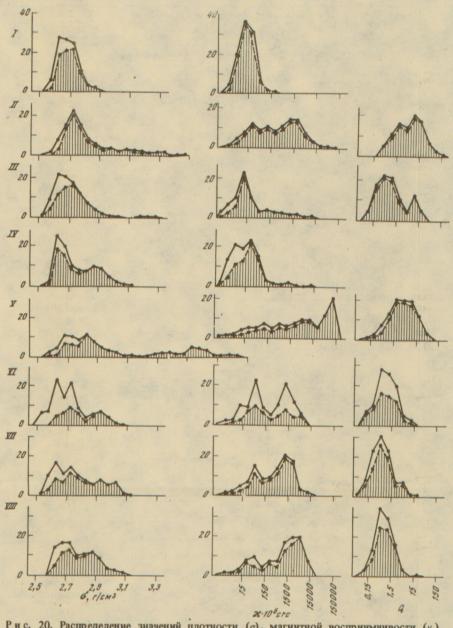
Рис. 7. Схема магнитных пород Северной Эстонии и прилегающей акватории Финского залива (составил А.Н. Берковский, с дополнениями)

1-6 — магнитные тела; цифрами показана их намагниченность (в 100 · 10 $^{-6}$ СГС); 7 - границы аномальных областей по гравитационной ступени (а) и аномальных зон по

смене характера гравимагнитных аномалий (6); 8 — зона разрывных нарушений; a — субширотная зона катаклаза и милонитизации, 6 — в фундаменте, 8 — пересекающие фундамент и осадочный чехол; 9 — массивы порфировидных гранитов; 10 — буровые скважины

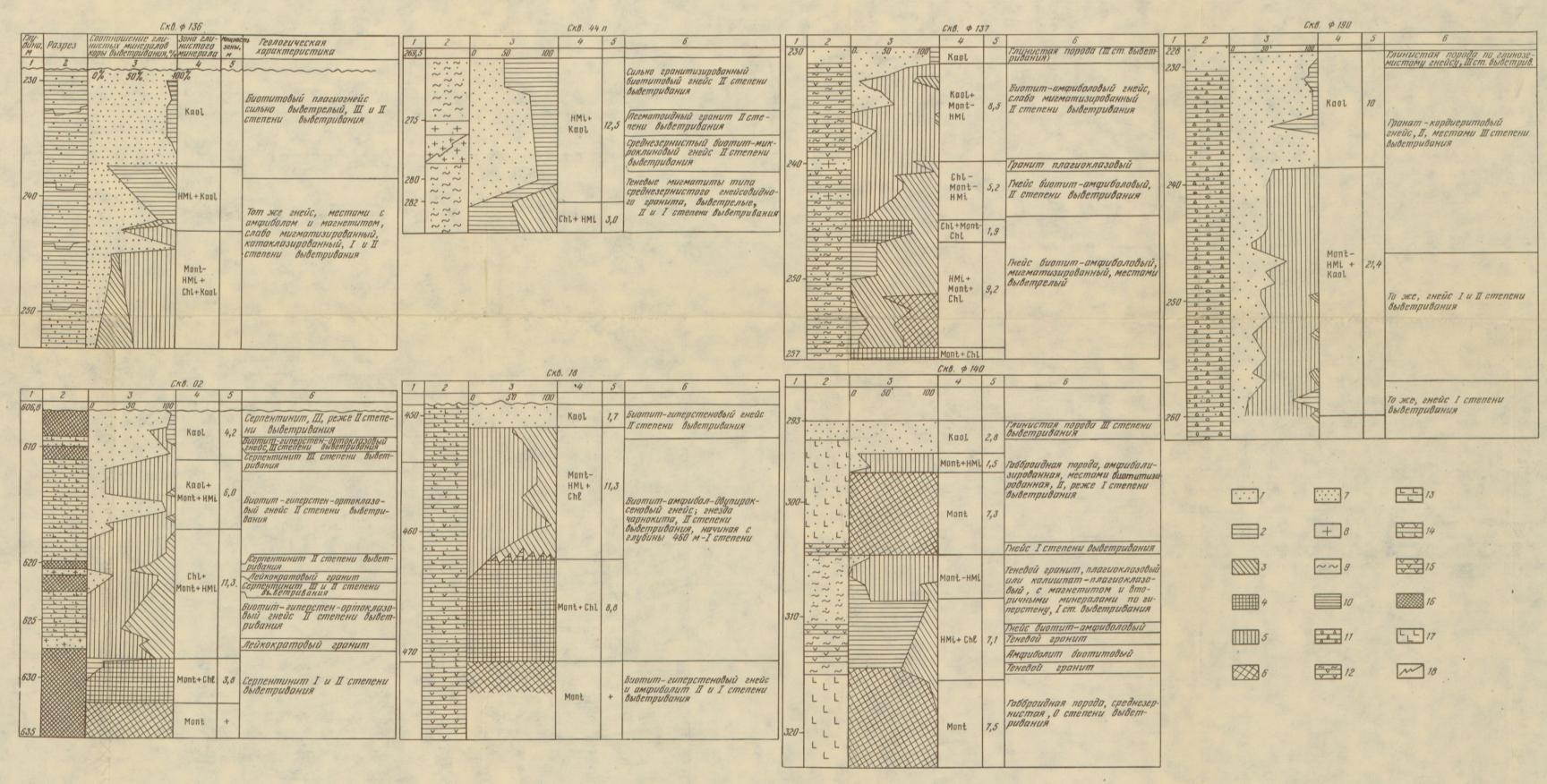


Р и с. 18. Схема мощности коры выветривания в Северной Эстонии
Объяснения см. на рис. 17; буквами а, б, в обозначены детальные участки разбуривания



Р и с. 20. Распределение значений плотности (σ), магнитной восприимчивости (κ) и фактора Q комплексов мигматизированных метаморфических пород по структурным зонам фундамента (объяснения см. в тексте)

Структурные зоны: I — Алутагузеская, II — участки распространения пород ульястеской пачки, III — Таллинская, IV — о-ва Суурсаар, V — Йыхвиская, VI — Тапаский блок, VII — Западная Эстония, VIII — Южная Эстония



Р и с. 19. Типовые разрезы коры выветривания Соотношение глинистых минералов (1-6): 1 — каолинит, 2 — гидрослюда, 3 — хлорит, 4 — монтмориллонит-хлорит, 5 — монтмориллонит-гидрослюда, 6 — монмориллонит; геологический разрез; 7 — выветрелая часть фундамента, 8 — гранит, 9 — теневой мигматит; гнейс: 10 — биотитовый, 11 — глиноземистый, 12 — биотит-амфиболовый, 13 — биотит-гиперстеновый, 14 — биотит-амфибол-двупироксеновый; 15 — амфиболит; 16 — серпентинит; 17 — габброидная порода; 18 — трещиноватость

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ЭСТОНИИ

REPRESENTATION OF HELE WHIT SUTURNING

