О. А. БОГАТИКОВ, А. П. БИРКИС

МАГМАТИЗМ ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЛАТВИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

552.3

О. А. Богатиков, А. П. Биркис

МАГМАТИЗМ ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЛАТВИИ

469



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва, 1973

УДК 552.3

Богатиков О.А., Биркис А.П. "Магматизм докембрия Западной Латвии". Изд-во "Наука", 1973 г.

На основе изучения материала свыше 100 глубинных скважин дается петрографическое описание метаморфических и магматических пород Западной Латвии.

Среди метаморфических пород выделены архейские, нижне- и среднепротерозойские образования, относимые к гранулитовой фации и фациям альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов. Приведено описание габбро-норит-анортозитового магматического комплекса, показана его петрографическая и петрохимическая специфика по сравнению с аналогичными комплексами Украины, Фенно-Скандии и др. Среди гранитоидов изучены рапакиви и мангеритовые граниты. Впервые приведены сведения по раннеплатформенному магматизму Западной Латвии - кислому и щелочно-базальтоидному. Детально изучены типоморфные минералы основных и кислых пород - плагиоклазы, пироксены, биотиты, титаномагнетиты и др. Рассмотрены возможные пути возникновения анортозитового расплава и образования габбро-анортозитовых комплексов.

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР Г.Д. АФАНАСЬЕВ

Б. 0292-0252 / 042(02)-73 509-73

© Изд-во "Наука", 1973

СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

Ав – авгит
Альм – альмандин
Амф – амфибол
Ан – анортит
Андр – андрадит
Антф – антофиллит
Ап – апатит
Би – биотит
Гр – гранат
Граф – графит
Ги – гиперстен
Грос – гроссуляр
Ди – диопсид
Кв – кварц
Кпш – калиевый полевой шпат
Корд – кордиерит
Ки – кианит
Кер – керсутит
Мт – магнетит
Ми – микроклин
МПи – моноклинный пироксен
Мус – мусковит
Орт – ортоклаз
Ол – оливин
Пи – пироксен
Пл – плагиоклаз
Пир – пироп
Рог – роговая обманка
РПи – ромбический пироксен
Сф – сфен
Сил – силлиманит
Став – ставролит
Трем – тремолит
Фибр – фибролит
Фл – флогопит
Хл – хлорит
Цир – циркон
Эп – эпидот

ВВЕДЕНИЕ

Первые сведения о кристаллическом фундаменте Прибалтики, полученные в Эстонии (скважины в районе г. Таллина), позволили А.Д. Архангельскому (1934, 1937) указать на сходство погребенного кристаллического основания Восточно-Европейской платформы с Балтийским щитом.

Несколько позже Н.С. Шатский в пределах Русской плиты выделил четыре складчатых комплекса (архейский, карельский, нотнийский-хогландский, рифейский).

Согласно схеме Н.С. Шатского, Северная Латвия расположена в пределах архейской платформы, остальная часть Латвии – в области развития карелид (Шатский, 1945, 1946 и др.).

В первые послевоенные годы в связи с проблемой нефтеносности Прибалтики в ее пределах были начаты региональные и детальные геофизические работы. Одновременно с этим здесь начато бурение опорных и нефтепоисковых скважин, вскрывавших кристаллический фундамент. На основании этих данных Л.А. Варданянц (1960) впервые составил геологическую карту докембрийского фундамента Русской платформы в масштабе 1:5 000 000, послужившую основой для более углубленного и целенаправленного познания внутреннего строения и состава кристаллического фундамента.

В основу разделения метаморфических комплексов по возрастному принципу Л.А. Варданянцем положена степень метаморфизма кристаллических пород. Все супракрустальные образования погребенного фундамента платформы им разделены на три серии: архейскую, нижнепротерозойскую и верхнепротерозойскую (рифейскую), было также установлено блоковое строение фундамента и впервые показан на карте крупный Рижский массив рапакиви.

Примерно в это же время Э.Э. Фотиади (1956, 1958) на основании гравиметрических и магнитометрических данных была составлена схематическая геологическая карта фундамента платформы (масштаб 1:10 000000). По мнению этого автора, породы северо-западной части платформы тождественны архейскому гранито-гнейсовому комплексу Карелии. Разделения фундамента по составу, как это сделано Л. А. Варданянцем, Э.Э. Фотиади проведено не было.

Позднее С.Н. Тихомиров составил геологическую карту северо-западной части платформы (масштаб 1:2 500 000). Им были выделены разновозрастные складчатые области, обнаруживающие существенное разли-

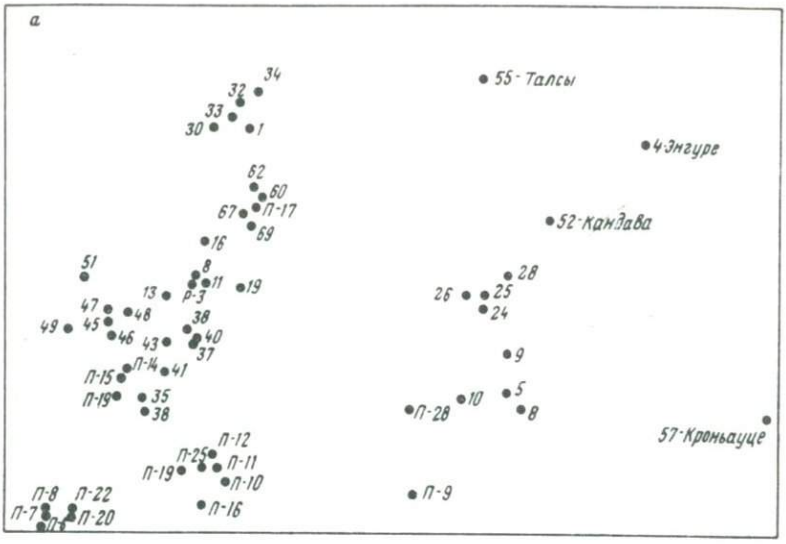
чие как в отношении вещественного состава, степени метаморфизма и гранитизации, так и в простираниях складчатых областей и более мелких структур в пределах последних. На территории Латвии выделены крупные блоки, сложенные нерасчлененными по составу архейскими гнейсами и окаймляющиеся нижнепротерозойскими складчатыми образованиями; последние являются ветвями нижнепротерозойской складчатой области (Брестско-Псковско-Палдисской зоны). На большей части Западной Латвии, в пределах акватории Рижского залива и на восточном побережье последнего С.Н. Тихомировым выделен Рижский массив (блок) рапакиви, однако размеры последнего неоправданно завышены. В продолжение этих работ коллективом авторов под руководством Л.А. Варданянца (1968) была составлена уточненная карта кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, которая к настоящему времени является наиболее полной и лежит в основе всех более поздних исследований на платформе. Однако и эта карта по территории Латвии была основана на результатах геофизических исследований и изучения керна единичных скважин.

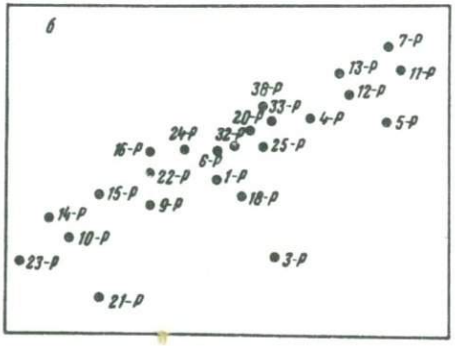
В 1967 г. вышла книга В.Н. Зандера, Ю. И. Томашукаса и др. "Геологическое строение фундамента Русской платформы", основанная в главной своей части на интерпретации геофизических (магнитометрических) данных. Эта работа представляет большой интерес; в ней впервые дана схема геотектонического районирования, где показаны омоложенные и переработанные зоны и четко выделены зоны глубинных разломов.

В последнее время изучением кристаллического фундамента Прибалтики занимались многие исследователи - В.А. Васильев, Н.К. Озолинь, А.Я. Лунц, работы которых (во многом дискуссионные) вносят существенный вклад в познание докембрийской истории территории Латвии.

За последние годы в связи с резко возросшим объемом глубокого бурения и геофизических исследований в Прибалтике достигнуты значительные успехи в изучении погребенного кристаллического фундамента. В настоящее время стали возможными не только представления о структуре (рельефе) его поверхности, но и региональные построения, касающиеся внутреннего строения и состава кристаллического основания. При этом актуальными стали как общегеологические проблемы геологии докембрия Латвии, так и некоторые вопросы магматической геологии, в частности вопросы базитового магматизма, соотношения базитов и гранитов и др.

Первоначально авторы в своей работе предполагали ограничиться изучением только габбро-норит-анортозитового комплекса Западной Латвии и сравнением его с аналогичными комплексами других регионов. Но, как оказалось в дальнейшем, изучение анортозитов невозможно проводить в отрыве от исследований глубоких частей земной коры, в пределах которых вскрываются массивы габбро-анортозитов. В связи с этим исследования были распространены на метаморфические породы и гранитоиды. Однако такой подход вызвал неизбежные трудности, поскольку доступным для изучения материалом явился только керн глубоких скважин, которые очень редко подсекали геологические контакты.





Фиг. 1. Схема расположения скважин, вскрывших кристаллический фундамент на территории Латвийской ССР (цифры – номера скважин)

а – Курземский п-ов;
б – район Инчукалнс

Поэтому авторы понимают, что некоторые положения, развиваемые в этой книге, являются недостаточно геологически обоснованными и требуют уточнения на более широкой геологической основе.

На территории Латвии к настоящему моменту пробурено более 190 скважин, вскрывших фундамент на глубинах 1000–1800 м (фиг. 1); 59 скважин пробурено в 1959–1971 гг. нефтепоисковой экспедицией Управления геологии при Совете Министров Латв. ССР.

В той или иной степени авторами был изучен керн почти всех этих скважин, что позволило впервые дать относительно полное петрографическое описание этого региона и составить схематическую геологическую карту фундамента Латвии в мастабе 1:1 000 000. Выполнение этой работы было бы невозможно без поддержки главного геолога Управления геологии при Совете Министров ЛатвССР А.П. Брангулиса, главного геолога нефтепоисковой экспедиции этого Управления В.Я. Карпицкого.

Большую помощь в работе авторы получали от сотрудников экспедиции Л.П. Карпицкой и М.А. Эке.

Отдельные разделы работы обсуждались с сотрудниками Института геологии и геохронологии докембрия Д.А. Великославинским и Л.П. Бондаренко.

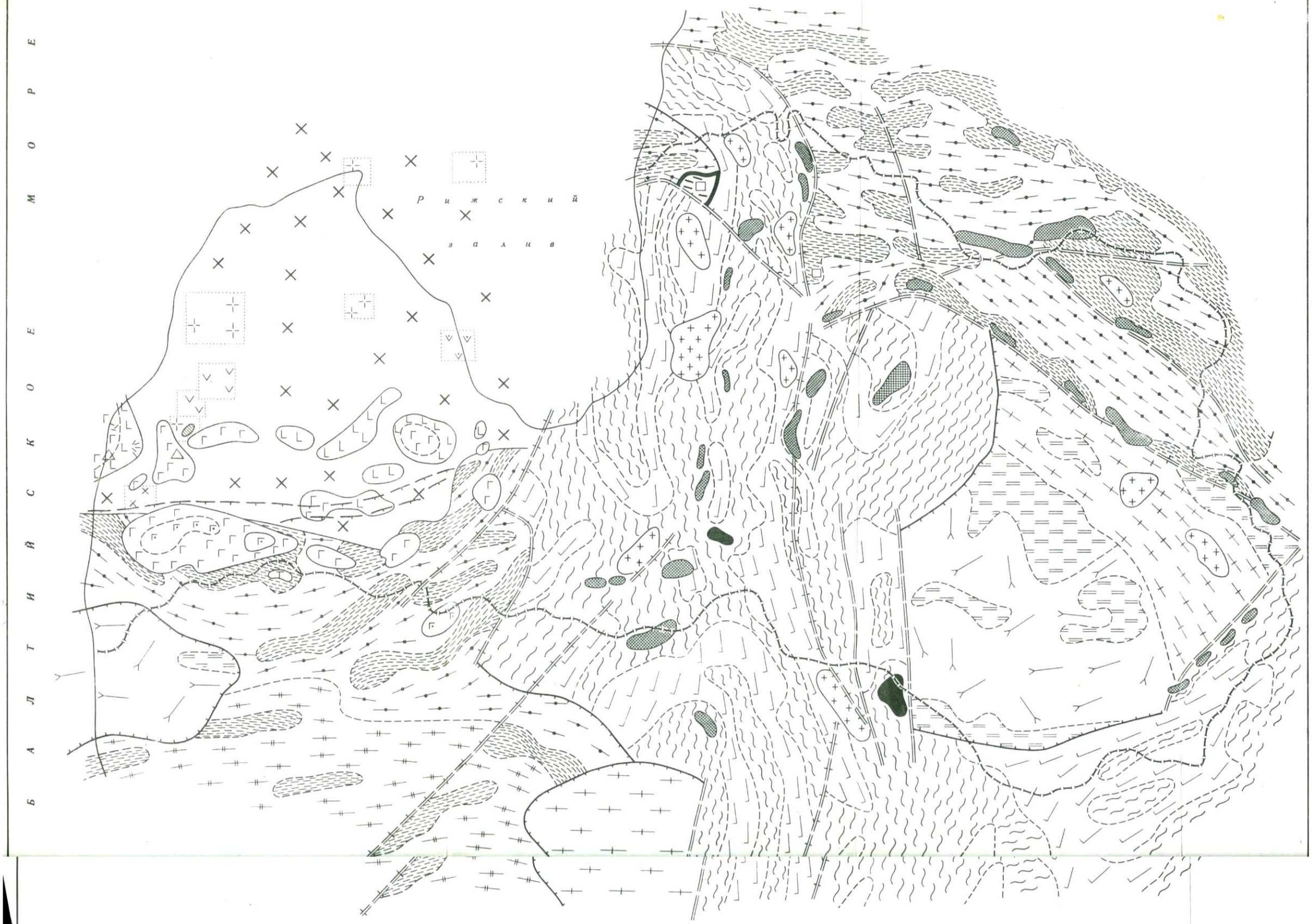
Всем названным товарищам авторы выражают свою искреннюю признательность и благодарность.

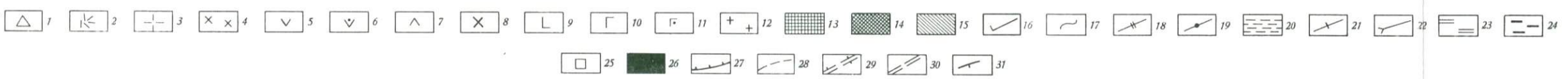
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РАДИОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЛАТВИИ

Кристаллический фундамент Западной Латвии в тектоническом отношении относится к южной погребенной части Балтийского щита и имеет сложное блоковое строение.

Анализ геологических результатов, в особенности петрографических и геофизических исследований, проведенных в Латвии и на прилегающих территориях, позволяет предположить, что здесь развиты сооружения разновозрастных складчатых систем (областей) и сравнительно жесткие образования типа гранито-гнейсовых массивов (куполов) Южной Фенно-Скандии. В основу построения схематической геолого-петрографической карты кристаллического фундамента Центральной Прибалтики (фиг. 2) и тектонического районирования этого региона (фиг.3) положены результаты изучения керна скважин совместно с геологической интерпретацией геофизических данных (Зандер и др., 1967).

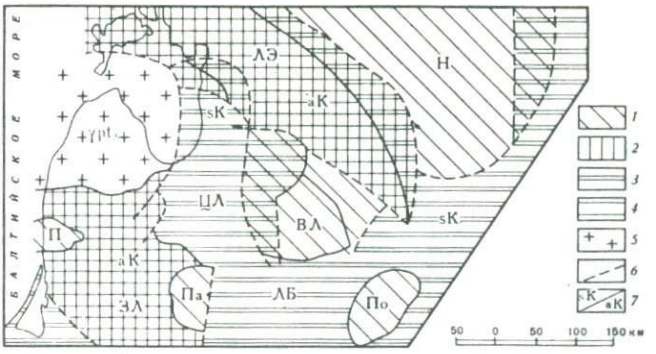
Наиболее древними структурными элементами Центральной Прибалтики являются достаточно жесткие образования типа гранито-гнейсовых массивов (куполов) Южной Фенно-Скандии. Структурные соотношения подобных массивов Центральной Прибалтики со складчатыми сооружениями, преимущественно гнейсо-гранитный и гранитный состав массивов позволяют считать их участками наиболее ранней консолидации земной коры и, возможно, "обломками" некогда обширной архейской протоплатформы, по Е.В. Павловскому (1964). Возраст гранито-гнейсовых массивов условно принимается архейским. Судя по Южной Фенно-Скандии, такие массивы, являющиеся фундаментом карелид и свекофеннид, видимо, неоднородны. Так, в массивах Центральной Швеции выходят гнейсовидные гранитоиды, местами перекрытые лептитами (Гейер, 1967). В Центральной Финляндии и Карелии подобный массив сложен гранитоидами, но более молодые отложения на нем практически отсутствуют (Simonen, 1960; Эскола, 1967; Кратц и др., 1969). В пределах Лужско-Ленинградского (Новгородского) массива помимо древних гнейсо-гранитов, вскрыты высокоглиноземистые гнейсы и сланцы карелия (?) (Варданянц, 1960; Варданянц, Тихомиров, 1970 ; Зандер и др., 1967), однако по отношению к примыкающим складчатым сооружениям этот массив является в тектоническом отношении жесткой структурой. Восточно-Латвийский массив бурением изучен весьма слабо, но, судя по геофизическим данным, характеризуется неоднородным строением, а отдельные его части, вероятно, претерпели существенную переработку. В южной части Центральной Прибалтики располо-





Фиг. 2. Схематическая геолого-петрографическая карта кристаллического фундамента Центральной Прибалтики

1 – проявления щелочного базальтоидного вулканизма; 2 – кварцевые порфиры; 3 – рапакиви, рапакивиобразные граниты, рапакиви-порфиры; 4 – мангеритообразные граниты; 5 – кварцевые мангериты, мангеритовые граносиениты; 6 – кварцевые монцониты-кварцевые сиениты; 7 – сиениты; 8 – гранитоиды, неустановленного состава; 9 – лабрадориты, габбро-норит-лабрадориты, троктолит-лабрадориты; 10 – габбронориты (преобладают), габбронорит-лабрадориты; 11 – плагиоклазовые перидотиты, троктолиты; 12 – микроклиновые и плагиоклазово-микроклиновые граниты; 13 – интрузии основного состава, установленные по высокой намагниченности пород; 14 – интрузии основного состава, установленные по высокой намагниченности пород и аномалиям силы тяжести; 15 – метаморфизованные диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты (реликты кровли рапакиви); 16 – вулканогенно-осадочная формация; основные вулканиты, амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и плагеогнейсы; 17 – вулканогенно-осадочная и осадочная формации, кислые вулканиты, высокоглиноземистые и биотитовые гнейсы и сланцы, мигматиты, огнейсованные гранитоиды; 18 – высокоглиноземистые гнейсы, гнейсо-граниты, мигматиты; 19 – комплекс богатых Al и Ca пород, плагиоклазовые сланцы и гнейсы с кордиеритом, силлиманитом, гранатом, шпинелью и гиперстеном, иногда чарнокитизированные и мигматизированные; 20 – комплес богатых Fe и Ca пород, гиперстеновые, двупироксеновые биотит-пироксеновые и роговообманково-пироксеновые гнейсы и сланцы, иногда чарнокитизированные и мигматизированные; 21 – гнейсо-граниты, плагиограниты, мигматиты, плагиоклазово-микроклиновые граниты; 22 – гнейсо-граниты, плагиограниты; 23 – гнейсо-граниты и кристаллические сланцы; 24 – разбуренная магнитная аномалия: магнетитовые сланцы и магнетитовые кварциты; клинопироксен- и гранатсодержащие магнетитовые сланцы и гнейсы; 25 – локально-проявленная эклогитизация гранулитов; 26 – интенсивные магнитные аномалии неустановленного состава; 27 – границы основных структурных элементов; 28 – границы: а – интрузивных тел, б – различных по составу и геофизическим свойствам метаморфическим комплексам; 29 – предполагаемые зоны глубинных разломов, установленные по магнитным и гравитационным аномалиям, ограничивают основные структурные элементы; 30 – предполагаемые второстепенные зоны тектонических нарушений; 31 – зона разломов, устанавливаемая по данным сейсморазведочных работ



Фиг. 3. Схема тектонического районирования Центральной Прибалтики. Составлена А.П. Биркисом с использованием материалов Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР

1 – срединные массивы (Н – Новгородский, ВЛ – Восточно-Латвийский, П – Палангский, Па – Паневежский, По – Полоцкий); 2 – зоны верхнеархейской складчатости (ЛЭ – Латвийско-Эстонская, ЗЛ – Западно-Литовская); 3 – зоны нижнепротерозойской (карельской) складчатости (ЦЛ – Центрально-Латвийская, ЛБ – Литовско-Белорусская) и зоны синклинорной переработки архейских структур; 4 – зоны антиклинорной переработки архейских структур; 5 – Пилтенско-Рижский гранитоидный плутон; 6 – зоны глубинных разломов; 7 – синклинорные и антиклинорные зоны карелид

жены небольшие по размерам Палангский и Паневежский гранито-гнейсовые массивы, приуроченные к окраинам Западно-Литовского блока археид.

Архейские складчатые зоны занимают значительные территории, вместе с тем в карельскую эпоху они были вовлечены в складчатость с образованием крупных сложно построенных антиклинорных структур Белорусско-Балтийской складчатой системы. Между Восточно-Латвийским и Лужско-Ленинградским гранито-гнейсовыми массивами располагается Латвийско-Эстонская архейская складчатая зона, ограниченная зонами глубинных разломов. Эта зона сложно построена, состоит из довольно крупных блоков, существенно различающихся по вещественному составу. Простирания складчатых сооружений северо-западные и широтные. Слагающие эту зону метаморфические комплексы (осадочно-вулканогенная формация), по нашим данным и мнению эстонских геологов (В.А. Пуура, Т.И. Кууспалу и др.), были сформированы в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма при умеренных давлениях; они по составу, минеральным ассоциациям, степени и типу метаморфизма весьма сходны с образованиями кольской серии, детально изученными Л.П. Бондаренко (1968). Радиогенный возраст метапород из этой зоны (табл. 1) 2364–2450 млн. лет (ряд определений воз-

Таблица 1

Результаты определений радиогенного возраста* метаморфических и магматических пород из кристаллического фундамента Латвии и смежных территорий ($K/A_ч$ метод)

№№ п/п	Номер и название скважины	Порода	Минерал, валовая проба	Содержание			Возраст, млн. лет	Автор
				калия, %	радиоген. аргона, нг/г	$\frac{A^{40}_{ч\,рад}\ \%}{A^{40}_{ч\,общ}}$		
1.	7-Валмиера	Биотит-амфибол-двупироксеновый сланец	Валовая				2364 ± 60	Биркис А.П. (1967)
2.	7-Валмиера	То же	-"-				2450 ± 60	Биркис А.П. (1967)
3.	7-Валмиера	-"-	-"-				2435 ± 60	Биркис А.П. (1967)
4.	8-Стренчи	Двупироксеновый сланец	Диопсид				1360 ± 150	Биркис А.П.
5.	8-Стренчи	То же	Гиперстен				1585 ± 150	Биркис А.П.
6.	1-Р Инчукалнс	Гранат-биотитовый гнейс	Биотит	7,43 ± 0,06	1295 ± 25	83,97	1630 ± 35	Васильев В.А. (1968)
7.	1-Р Инчукалнс	Гнейс	-"-	6,85 ± 0,06	1140 ± 20	89,90	1580 ± 35	Васильев В.А. (1968)
8.	П-Адзе	Граносиенит	-"-	6,44 ± 0,05	992 + 15	81,97	1640 ± 35	Васильев В.А. (1968)
9.	13-Межвагари	Габбро-норит	Плагиоклаз	0,435 ± 0,025	104,0 ± 2,0	23,60	2000 ± 100	Богатиков О.А.
10.	19-Вилцини	-"-	-"-	0,757 ± 0,030	139,0 ± 2,5	75,76	1680 ± 60	Богатиков О.А.
11.	52-Кандава	Лабрадорит	-"-	0,943 ± 0,025	11,1 ± 2,0	32,76	1230 ± 40	Богатиков О.А.
12.	49-Вергале	Гранитизированный лабрадорит	Валовая	3,80 ± 0,03	404 ± 7	93,5 95,5	1140 ± 30	Богатиков О.А.
13.	1-Пилтене	Рапакивиобразный гранит	-"-	5,13 ± 0,05	630 ± 10	93; 94	1270 ± 35	Биркис А.П.
14.	30-Пилтене	То же	-"-	4,92 ± 0,05	618 ± 10	86; 88	1290 ± 35	Биркис А.П.
15.	51-Павилоста	Кварцевый порфир	-"-	3,81 ± 0,04	363 ± 6	87; 90	1050 ± 30	Богатиков О.А.
16.	Рэ-Адзе	Лимбургит	-"-	1,44 + 0,01	68,0 ± 1,4	73; 71	595 ± 25	Богатиков О.А.
17.	39-Айспуте	Лимбургит (дайка)		1,43 ± 0,02	68,2 + 1,4	71; 79	600 ± 25	Богатиков О.А.
18.	Скв. 2. Корсунь-Новомиргор. массив Украина	Габбро-норит	Плагиоклаз	0,89 ± 0,02	189 ± 3	68; 94	1840 ± 40	Богатиков О.А.
19.	Коростеньский плутон Слипчицы, Украина	-"-	-"-	2,31 ± 0,03	437 ± 7	94; 95	1770 ± 40	Богатиков О.А.
20.	То же	-"-	Пироксен	0,24 ± 0,01	51,6 ± 1,2	68,69,80	1860 + 70	Богатиков О.А.
21.	Коростеньский плутон, Рыжаны, Украина	Лабродорит	Плагиоклаз	0,70 ± 0,02	158,0 ± 2,5	76,91	1930 ± 40	Богатиков О.А.
22.	Коростеньский плутон Украина	-"-	-"-	0,777 ± 0,030	190,0 ± 3,0	79,83	2020 + 80	Богатиков О.А.

*Расчет возраста в лаборатории ИГЕМ АН СССР производился по константам, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций на 1964 г., а именно:

$\lambda_k = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta = 4{,}72 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $K^{40} = 0{,}000122$ K (по весу).

Расчет возраста производился в лабораториях: ВСЕГЕИ (1-3), ИГ и ГГД (4,5) ИГЕМ (6-22)

раста метапород кольской серии дает близкие цифры). В пределах зоны имеются участки как переработанные более поздним тектогенезом, так и практически не измененные.

Южнее Пилтенско-Рижского гранитоидного плутона расположен крупный Западно-Литовский блок археид; последний по зоне глубинных разломов сочленяется с карелидами Белорусско-Балтийской системы. Простирания структур в северной части блока субширотные; вблизи границы с карелидами появляются архейские структуры северо-восточного простирания. Западно-Литовский блок сложен метапородами, прогрессивная стадия метаморфизма которых отвечает условиям гранулитовой фации при умеренных давлениях.

Нами выделяются зоны переработки архейского фундамента карелид; по степени переработки можно выделить синклинорный и антиклинорный типы (Зандер и др., 1967). Простирания складчатых структур в зонах переработки согласуются с основными направлениями соседних складчатых зон карелид; однако наряду с этим отмечаются простирания, свойственные археидам. Зона переработки Западно-Литовского блока относится в основном к антиклинорному типу. Она относительно насыщена магнитными телами, локализующимися вблизи зон глубинных разломов, как ограничивающих этот блок, так и рассекающих его. Весьма вероятно, что "чехол", сложенный карельскими осадками, был распространен далеко не повсеместно, маломощным и позднее полностью или в большей своей части денудирован. Наиболее интенсивно переработана северная часть блока, примыкающая к полосе анортозитовых интрузивов. Здесь отмечаются интенсивные катаклаз и милонитизация, перекристаллизация, окварцевание и микроклинизация метапород, нередка их мигматизация. Метапороды гранулитового комплекса (давление умеренное) диафторически изменены в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации при умеренном давлении.

Западная и северо-восточная зоны переработки Восточно-Латвийского массива существенно различны. Последняя относится к антиклинорному типу и, вероятно, выразилась в интенсивной гранитизации и мигматизации древних плагиогнейсов и гранито-гнейсов. Западная часть массива претерпела переработку синклинорного типа. Вероятно, что в раннем протерозое эта часть по системе разломов была вовлечена в геосинклинальное и орогенное развитие карельской подвижной области, сопровождаемое интенсивным накоплением преимущественно вулканогенных толщ. В участках переработки, непосредственно примыкающих к неизмененной части массива, по-видимому, сохранились реликты, "окна" пород архейского фундамента.

Латвийско-Эстонская складчатая зона также переработана карельским тектогенезом. Ее юго-восточная часть, примыкающая к Восточно-Латвийскому массиву, характеризуется антиклинорным типом переработки. В переработанных участках породы гранулитового комплекса диафторически изменены в условиях высокотемпературной части амфиболитовой фации, нередко отмечается гранитизация и мигматизация. Чехол карельских осадочно-вулканогенных пород (если он имелся в пределах антиклинория) был маломощным далеко не повсеместным и позднее практически полностью денудирован. Синклинорная зона переработки Латвий-

ско-Эстонской складчатой зоны примыкает к Лужско-Ленинградскому массиву и подчинена глубинному разлому, здесь характерно накопление мощных вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ и последующее внедрение базитовых интрузий.

Кристаллический фундамент в пределах нижнепротерозойской (карельской) Белорусско-Балтийской складчатой системы сравнительно с археидами построен более сложно. Складчатые сооружения карелид по разломам обтекают и частично срезают Лужско-Ленинградский и Восточно-Латвийский гранито-гнейсовые массивы и Западно-Литовский блок археид. Большая часть складчатых сооружений системы из-за сложно построенных геофизических полей и чрезвычайной насыщенности сильно магнитными телами может быть отнесена к синклинорным структурам. В пределах системы выделяются Центрально-Латвийская и Литовско-Белорусская синклинорные зоны. Здесь вскрыты образования осадочно-вулканогенной и вулканогенной формаций, с преобладанием метавулканитов среднего и основного состава. Метапороды прогрессивно метаморфизованы в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации при умеренных давлениях; метапороды часто гранитизированы и мигматизированы.

Метаморфические комплексы системы сопоставимы с нижнепротерозойскими толщами Карелии – гимольской и парандовской сериями (Кратц, 1963; Шуркин, 1968; Кратц и др., 1969 и др.). Однако наибольшие значения радиогенного возраста метапород из Центрально-Латвийской зоны – 1640 млн. лет (Васильев, 1968). Здесь следует учитывать, что в ряде мест карельские структуры и слагающие их метакомплексы в той или иной степени переработаны более молодым тектогенезом, поэтому данные абсолютного возраста этой серии метаморфических пород возможно являются "омоложенными". Поскольку к настоящему времени имеется еще очень мало как геологических, так и радиологических данных, то вопрос о возрасте этой серии в какой-то мере остается открытым, а в данной работе мы условно принимаем его карельским.

Из магматических пород в пределах Западной Латвии широко развиты породы габбро-норит-анортозитового комплекса. Нижняя возрастная граница анортозитов определяется условно; анортозитовые массивы, как это следует из геологической интерпретации геофизических полей, секут складчатые структуры метаморфического комплекса верхнеархейского возраста. Верхняя же возрастная граница габбро-анортозитов определяется следующими данными.

1. Анортозиты не подверглись складчатости.

2. В отдельных скважинах (скв. 39 – Айзпуте, 40 – Айзпуте, 46 – Вергале и др.) видно, что анортозиты прорываются дайками гранита и гранит-аплита, близкими по особенностям минерального состава к рапакиви, что свидетельствует о несколько более раннем возрасте основных пород по сравнению с гранитоидами Пилтенско-Рижского плутона.

3. Денудированная поверхность анортозитового массива перекрывается кислыми лавами, сопоставимыми по составу с кислыми вулканитами субиотния Швеции, иотния Финляндии и низов овруча Украины.

4. Анортозиты прорваны маломощными дайками лимбургитов рифей-вендского возраста, а сильно измененные субщелочные базальтоидные

лавы того же возраста залегают на денудированной поверхности более молодых, чем анортозиты, гранитов Пилтенско-Рижского плутона.

Радиологический возраст габбро-норито-лабрадоритов Западной Латвии (данные лаборатории ИГЕМ АН СССР) 1680–2000 млн. лет, что хорошо согласуется с возрастом украинских анортозитов (та же лаборатория) 1770–2020 млн. лет. Эти данные несколько неопределенны в силу разброса цифр, но все же согласно указывают на более древний (конец раннего протерозоя) возраст лабрадоритов по сравнению с гранитами – рапакиви. К концу среднего протерозоя приурочено становление крупного Пилтенско-Рижского гранитоидного плутона и более мелких интрузивов рапакиви в Северной Эстонии (Тихомиров, 1965).

Поскольку крупные массивы габбро-анортозитов не подверглись складчатости, можно предположить для Белорусско-Балтийской геосинклинали раннепротерозойский (карельский) возраст, а время завершающей складчатости, становления складчатой системы и превращения ее в ороген как конец раннего протерозоя. Осадконакопление, тектоническая переработка карелид и ретроградный метаморфизм карельских метакомплексов в среднем протерозое скорее всего были локализованы в небольших по размерам прогибах; выделить их на геологической карте и схеме тектонического районирования пока не возможно.

Окончательная консолидация региона и переход к субплатформенному режиму, видимо, относится к концу среднего протерозоя. Так, кварцевые порфиры, сопоставимые с иотнийской серией Балтийского щита, залегают на размытой поверхности анортозитов и рапакиви.

В течение длительного времени, охватывающего поздний протерозой, вероятно, имела место неоднократная активизация отдельных зон региона (в субплатформенных и платформенных условиях). Об этом косвенно свидетельствуют многие определения радиогенного возраста. Так, возраст метапород 1600–1400 млн. лет, возможно, указывает на "омоложение" пород в связи с готским тектогенезом. Следующий этап "омоложения", судя по цифрам возраста, отвечает времени готского тектогенеза – 1230–1140 млн. лет. Наконец, наиболее молодыми в Западной Латвии являются проявления щелочно-базальтоидного вулканизма в эффузивной и дайковой форме – 595–600 млн. лет, возможно, связанные с заключительными движениями байкальского тектогенеза.

Согласно последней сводке (Шаталов и др., 1968) в докембрии выделяются тектоно-плутонические циклы глобального значения в 2600–2800; 1900–2100; 1650–1850; 1000–1100; 600–620 млн. лет. Как указывается в той же сводке, эти тектоно-плутонические циклы, установленные при помощи изотопных методов, являются рубежами, разделяющими пять больших этапов геологического развития Земли, которые характеризуются многими особенностями тектогенеза, седиментации, петрохимии и т. д.

В Латвии, судя по скудным пока радиологическим данным, также устанавливаются по крайней мере три последних тектоно-магматических цикла, соответствующих эпохам развития Земли, т. е. геологическая история территории Латвии в какой-то мере повторяет глобальную историю Земли.

ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В пределах Латвии вскрыты метаморфические породы, весьма различающиеся как по вещественному составу, так и по степени метаморфизма. Их распределение показано на карте (фиг. 2). С известной долей условности выделены архейские, нижне- и среднепротерозойские метаморфические образования. К архею отнесены наиболее глубоко метаморфизованные (в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма) и сходные с образованиями Кольской серии кристаллические сланцы и гнейсы. Метаморфические породы, по условиям образования отвечающие высокотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов и сходные с Карельскими сериями (гимольской, парандовской и другими), нами считаются нижнепротерозойскими. Наконец, эффузивные и осадочные породы, преобразованные в условиях низкотемпературной части фации куммингтонитовых амфиболитов и сохранившие многие черты своего первоначального облика, сопоставимы со средним протерозоем Южной Фенно-Скандии и Карелии.

Архейские метаморфические комплексы

В настоящее время архейские супракрустальные образования Латвии возможно подразделить на два комплекса[1]: 1) метапород, прогрессивно метаморфизованных в условиях гранулитовой фации; 2) тех же пород, позднее диафторированных в условиях высокотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов.

Комплекс метапород, прогрессивно метаморфизованных в условиях гранулитовой фации

Сюда отнесены различные по составу гиперстеновые, диопсидовые, двупироксеновые, иногда с гранатами, биотитом и амфиболом кристаллические сланцы и гнейсы, часто ортоклазсодержащие, прогрессивно метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Наложенные процессы отсутствуют или проявлены слабо и имеют регрессивный характер при понижении температуры и давления в пределах той же гранулитовой фации – это главным образом начальная стадия чарнокитиза-

[1] В настоящей работе "комплексы" – понятие не стратиграфическое, а петрографическое.

ции (Биркис, 1967). Кристаллические сланцы и гнейсы слагают платформенное основание в пределах северо-востока Латвии, а также в Южной Эстонии. Ритмичное переслаивание и взаимопереходы между этими породами различного состава указывают на цикличность и осадочно-вулканогенное происхождение исходных пород. Это - основные эффузивы и пластовые интрузии, мергелистые осадки, иногда обогащенные Fe, Al и щелочами, а также пелитовые породы. По своему составу, минеральным ассоциациям, типу и степени метаморфизма описываемые породы весьма напоминают метаморфические образования чудзьявской свиты Кольской серии (Бондаренко, Дагелайский, 1968).

Двупироксеновые, биотит-двупироксеновые и биотит-амфибол-двупироксеновые сланцы, вскрытые скважиной 7-Валмиера, переслаиваются между собой, а также с редкими прослоями биотитовых пироксенсодержащих сланцев. Отдельные прослои по составу приближаются к плагиогнейсам. Описываемые породы темно-серые, до черных, крупно- и среднезернистые, полосчатые, с ясно выраженной гнейсовой текстурой. Структура гранобластовая, с элементами лепидо- и нематобластовой и иногда бластокатакластической и порфиробластовой структур. Состав отдельных прослоев изменчив: Пи = 12,9–30,0; Рог=4,6–47,1; Би=5,1–45,5; Пл=23,5–68,9; Кв=0,4–14,3%.

Плагиоклаз An_{39-44} изредка неясно зонален. Ортоклаз образует антипертитовые вростки, межгранулярные пленки и мезостатические зерна, несдвойникован. Буровато-розовый по Np ортопироксен изредка содержит пластинчатые вростки клинопироксена. Клинопироксен (Wo_{47} En_{35} Fs_{18}) слабо-зеленоватый (эгирин-жадеитсодержащий), с отдельностью диаллага. Присутствует феррогастингситовый амфибол, темный красно-коричневый биотит и альмандиновый (N = 1,840) гранат, ассоциирующий с клинопироксеном или включенный в титаномагнетит. Акцессорные минералы: апатит, рутил, циркон, титаномагнетит, изредка пирит.

Скважиной 8-Стренчи вскрыты двупироксеновые и диопсидовые сланцы, разделенные маломощным прослоем магнетитсодержащих гранат-клинопироксеновых сланцев.

Двупироксеновые сланцы - массивные, крупно- и среднезернистые, темно-серые до черных, под микроскопом отчетливо гнейсовидны. Структура их гранобластовая, с элементами нематобластовой и порфиробластовой, иногда незначительно гранулированы и перекристаллизованы. Минеральный состав (средний из 5): Пл=62,4; Пи=23,1; Орт=6,0; Би=0,8; Ап=1,2; Мт=6,5. Состав плагиоклаза мелких кристаллов An_{41-49}, крупные зерна (с антипертитом) раскислены An_{35-39}. Калишпат присутствует в виде антипертитовых вростков и мезостатических зерен, метасоматический. Ортопироксен розовато-красноватый, $-2V = 55-58°$; $Ng = 1,718-1,720$; $f = 0,40$; $Np = 1,704-1,706$. Клинопироксен ($Wo_{45}En_{32}$ Fs_{23}) бесцветен, биотит ($Ng = 0,30-0,35$) красно-коричневый, изредка обрастает гиперстен. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, титаномагнетит.

Диопсидовые сланцы близки к вышеописанным, отличаются от них отсутствием ортопироксена, более основным плагиоклазом (An_{46-48}),

несколько более зеленоватой окраской клинопироксена. Для отдельных прослоев характерно обилие титаномагнетита (до 27%). Иногда наблюдаются симплектитовые срастания клинопироксена и рудного минерала. Диопсидовые сланцы локально скаполитизированы.

Гранат-клинопироксеновые (эклогитоподобные) сланцы имеют черно-серый цвет с коричневатым оттенком, среднезернистые, под микроскопом гнейсовидные. Структура гранобластовая, пойкилобластовая. Минеральный состав отдельных прослоев изменчив: Пл=36,8–60,5; Пи=0,4–27,4; Гр=0,1–15,2; Сф=0,8–6,2; Мт=1,8–5,5; Кв=0–62,0%. Плагиоклаз (An_{75-80}) вблизи кварцевых прослоев скаполитизирован. Клинопироксен плеохроирует в сине-зеленых тонах. Судя по оптическим данным, содержит до 15–20% жадеитовой и эгириновой молекул. Гранат ($N > 1,800$) окрашен в густой красно-бурый цвет, слабо анизотропен. Буровато-оранжевый сфен ассоциирует, как и титаномагнетит, с клинопироксеном и особенно гранатом.

Скважиной 4-Стайцеле вскрыта толща магнетитовых кварцитов, внутри которой заключена пачка богатых Fe кристаллических сланцев и плагиогнейсов. Верхняя пачка сложена магнетитовыми, безрудными и клинопироксенсодержащими кварцитами. Средняя пачка представлена гранат-клинопироксеновыми, гранат-магнетитовыми и гранат-клинопироксен-магнетитовыми (с кварцем) сланцами, реже гнейсами, возникшими за счет чарнокитизации богатых Fe кристаллических сланцев. Нижняя пачка состоит из магнетитовых кварцитов с прослоями гранат-клинопироксен-магнетитовых сланцев. Породы верхней и средних пачек интенсивно выветрены.

769

Клинопироксеновые и магнетит-клинопироксеновые сланцы преобладают в верхней части сланцевой пачки. Меланократовые прослои сложены хлоритовыми и хлорит-карбонатными псевдоморфозами по пироксену, магнетитом и более поздним кварцем (до 10–15%).

Гранат-клинопироксен-магнетитовые (эклогитоподобные) сланцы средне- и крупнозернистые, темно-серые состоят из чередующихся прослоев (1–5 см) различного минерального состава: Пи+Гр+Кв; Гр+Мт+Кв; Пи+Мт+Кв; Гр+Пи+Мт+Кв. Структура гранобластовая, иногда нематогранобластовая, пойкилобластовая, часто венцовая и сидеронитовая. Плагиоклаз редок. Гранат ($N=1,780$) окрашен в желто-бурый и желто-оранжевый цвет, часто образует венцовые каемки вокруг магнетита, реже клинопироксена, и в свою очередь сам замещается магнетитом. Более поздний бесцветный альмандиновый гранат ($N > 1,810$) образует порфиробласты. Клинопироксен окрашен в густой зеленый цвет (по Np) и, видимо, содержит значительную примесь жадеитового и эгиринового компонентов. Магнетит ксеноморфный, часто образует сидеронитовую структуру, его содержание в среднем 30–45%.

Гранат-клинопироксен-магнетитовые плагиогнейсы слагают нижнюю часть сланцевой пачки и, видимо, возникли в результате чарнокитизации богатых Fe сланцев. Структура гранобластовая и лепидогранобластовая, порфиробластовая за счет крупных зерен ортоклаза. Минеральный состав отдельных прослоев изменчив: Пл=10–25; Кв=25–55; Орт=15–20;

Пи = 3–10; Гр = 10–15; Би = 2–10; Мт = 5–10%. Плагиоклаз дианортитизирован до кислого андезина, мирмекитизирован. Ортоклаз несдвойникован. При обилии позднего кварца порода приобретает кварцитовидный облик. Порфиробластовый гранат (N > 1,810) бесцветен. Пироксены нацело замещены хлоритом и кальцитом. В зеленой шпинели наблюдаются пойкилитовые вростки магнетита. Биотит ассоциирует с поздним ортоклазом и кварцем.

Магнетитовые и безрудные кварциты обычно полосчатые. Богатые магнетитом (до 30–35 объемн. % и более) кварцитовые прослои чередуются с более лейкократовыми прослоями (до 5–10% магнетита). Мощность прослоев до 1 см. Безрудные кварциты сложены изометрическими, неправильными и реже пластинчатыми зернами кварца, часто трещиноватыми, гранулированными, с мозаичным погасанием. В магнетитовых кварцитах к кварцу присоединяется значительное количество магнетита. Магнетит образует кубические (полиэдрические) и пластинчатые кристаллы, нередки зерна с причудливыми очертаниями. Магнетит образует как бы цемент, в котором заключены псевдоморфозы по пироксену и гранату.

Комплекс метапород, прогрессивно метаморфизованных в условиях гранулитовой фации и позднее диафторированных в условиях высокотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов

Территория Западной Литвы и Юго-Западной Латвии сложена метаморфическими породами, сформировавшимися в условиях гранулитовой фации. На большей части этого блока процессы ретроградного метаморфизма проявлены слабо. Северная часть блока существенно переработана. Породы здесь были катаклазированы, милонитизированы и перекристаллизованы в твердом состоянии. На минеральные ассоциации гранулитовой фации наложены парагенезисы силлиманит–альмандин–ортоклазовой субфации. Кроме того, породы испытали существенное воздействие ультраметаморфических процессов – гранитизированы и мигматизированы. Метаморфические породы, слагающие этот комплекс, вскрыты многими скважинами на Бернатской площади. Наложение диафторических изменений на породы, прогрессивно метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, имеет место также в пределах крайней северо-восточной части Латвии (скважина Понкули) и в Южной Эстонии.

Гиперстеновые и двупироксеновые сланцы, бластокатаклазированные и гранитизированные, вскрыты скважиной П-7-Бернаты. Это – средне- и крупнозернистые полосчатые породы, состоящие из черно-серых пироксенплагиоклазовых и розовато-серых полевошпатово-кварцевых прослоев. Породы интенсивно катаклазированы, иногда милонитизированы, перекристаллизованы в твердом состоянии и рассечены маломощными (2–4 см) жилками гранитного состава. Субстрат мигматизированных пород сложен основным плагиоклазом, ортопироксеном, иногда клинопироксеном. Первичная структура нематогранобластовая, более поздняя – бластокатакластическая и гранобластовая. Крупные плагиоклазовые

кристаллы деформированы, часто гранулированы и перекристаллизованы с образованием мелкозернистого гранобластового агрегата Пл+Кпш; Пл+Кв; Пл+Кпш+Кв+Би. Плагиоклаз мирмекитизирован. Иногда замещается альмандином и биотитом. Плагиоклаз (An_{70-75}) имеет кайму состава An_{60}, но часто раскислен до An_{48-53}. Гиперстен ($f = 0,42$) часто замещается Гр+Би; Гр+Шл; Би+Кв; Гр+Би+Мт, нередко с образованием келифитовых кайм. Клинопироксен редок, замещается фиолетово-зеленой роговой обманкой. Гранат в виде венцов окружает гиперстен, реже магнетит. Порфиробластовый дендритовидный гранат (оранжевый $N = 1,794$; розовый $N = 1,798$) ассоциирует с идиоморфным кварцем. Широко развиты симплектитовые срастания: Би+Кв (по пироксену) и Кпш+Кв (по кордиериту?).

Биотит-пироксеновые и биотитовые сланцы, бластокатаклазированные и мигматизированные, вскрыты многими скважинами на Бернатской площади. Субстрат сложен плагиоклазом, роговообманковыми и биотитовыми псевдоморфозами по пироксену и рудным минералом; в относительно лейкократовых прослоях появляется кварц. Структура нематото- и лепидогранобластовая, иногда бластокатакластическая. Плагиоклаз (An_{40-48}) раскислен до An_{25-30} и мирмекитизирован. Цветные минералы – амфибол и биотит возникли за счет пироксена. Изредка встречаются серпентино-хлоритовые псевдоморфозы по гиперстену. Биотит субстрата черно-коричневый, значительная часть его обесцвечена. Новообразованная минеральная ассоциация Рог+Би2+Гр+Сил+Ми+Кв развивается как в перекристаллизованном материале, так и в интерстициях между минералами субстрата. Гранат и биотит второй генерации разрастаются за счет субстрата. Мигматитообразующий материал содержит силлиманит и гранат.

Биотитовые плагиогнейсы, бластокатаклазированные и мигматизированные, вскрыты скважиной П-6-Бернаты. Субстрат мигматита представлен биотитовым плагиогнейсом, нередко тонко рассланцован и состоит из чередующихся прослоев состава Пл+Би+Гр+Мт; Пл+Кв. Структура гранобластовая и более поздняя бластокатакластическая. Количество перекристаллизованного материала (Кв+Пл+Би+Гр) невелико (20-30%), часто он играет роль "смазки". Плагиоклаз иногда метасоматически замещается микроклином.

Гранат-биотитовые и гиперстен-кордиеритовые плагиогнейсы, бластокатаклазированные и окварцованные, вскрыты скважиной 6-Р-Понкули в Северо-Восточной Латвии. Структура лепидогранобластовая и бластокатакластическая, текстура нередко очковая. "Обломки" плагиогнейсов и их минералов погружены в перекристаллизованный и окварцованный материал (Пл+Ми+Кв+Би) с гранобластовой структурой. Гранат образует редкие порфиробласты в цементирующем материале. Гиперстен-кордиеритовые плагиогнейсы сложены баститовыми псевдоморфозами по гиперстену, соссюритизированным плагиоклазом, кордиерит нацело замещен бесцветным изотропным веществом. Изредка встречается клинопироксен. Биотит является поздним минералом, его образование связано с перекристаллизацией и окварцеванием этих плагиогнейсов.

Нижнепротерозойские метаморфические комплексы

Между Пилтенско-Рижским гранитоидным плутоном и Восточно-Латвийским гнейсо-гранитным массивом зажаты интенсивно дислоцированные нижнепротерозойские метаморфические образования, которые можно подразделить на два комплекса: 1) метапород, прогрессивно метаморфизованных в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации фации альмандиновых амфиболитов; иногда гранитизированных и мигматизированных и 2) тех же пород, позднее существенно переработанных в условиях андалузит-ставролит-альмандиновой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов.

Накопление пород комплексов, прогрессивный метаморфизм в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации, гранитизация и мигматизация во времени скорее всего относятся к раннему протерозою. Катаклаз и милонитизация метаморфических пород, их перекристаллизация, окварцевание и микроклинизация, развитие диафторических минеральных ассоциаций скорее связаны со среднепротерозойским метаморфизмом (и тектогенезом).

Нижнепротерозойские метаморфические образования наиболее полно вскрыты и изучены в пределах Инчукалинской площади. На остальной территории метаморфические породы вскрыты одиночными скважинами.

Комплекс метапород, прогрессивно метаморфизованных в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации

Сюда отнесены образования вулканогенно-осадочной формации, прогрессивно метаморфизованные максимально в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации фации альмандиновых амфиболитов; характерно широкое проявление процессов ультраметаморфизма; диафторические преобразования весьма незначительны или отсутствуют совершенно. Метапороды этого комплекса вскрыты многими скважинами на Инчукалинской площади, на остальной территории Центральной Латвии - скважинами Нитауре и Ляулены.

Амфиболиты и плагиоклазовые амфиболиты вскрыты многими скважинами на Инчукалинской площади, а также скважиной Ляулены. Это средне- и крупнозернистые черно-зеленые породы, отчетливо сланцеватые. Структура нематобластовая, иногда с элементами лепидо- и порфирогранобластовой в лейкократовых прослоях. Минеральный состав амфиболитов: Рог = 76–88; Пл = 8–21; Кв = до 15%. В различных прослоях плагиоклазовых амфиболитов содержание минералов варьирует: Пл=30–50; Рог = 21–60; Би = 8–35; Кв = 1–13%. Плагиоклаз An_{35-42} иногда до An_{52-58}. Нередки зональные кристаллы. Феррогастингситовая роговая обманка ($f = 0{,}36-0{,}60$), в которой изредка встречаются реликты клинопироксена (скв. 18-Р). Биотит ($f = 0{,}43-0{,}50$) черно-коричневый, ассоциирует с амфиболом, нередко замещая его. Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит.

Часто плагиоклазовые амфиболы переслаиваются с биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. Иногда амфиболиты послойно инъецированы плагиогранитом.

Биотит-амфиболовые сланцы (скважина 57-Нитауре) - мелко- до среднезернистых породы, черно-серые, тонкополосчатые и сланцеватые. Участками окварцованы. Минеральный состав отдельных прослоев: Пл=55-75; Рог=4-13; Би=5-10; Кв=10-25% (в случае окварцевания - Кв= до 60%). Структура гранобластовая, с элементами немато- и лепидобластовой. Плагиоклаз имеет состав An_{35-38}, коричневый биотит (f =0,50-0,52). Сине-зеленая феррогастингситовая роговая обманка (f =0,75). Акцессорные минералы представлены редкими зернами апатита, циркона, магнетита.

Биотит-амфиболовые плагиогнейсы вскрыты многими скважинами на Инчукалнской площади. Это - сланцеватые средне- и крупнозернистые породы серого и серо-зеленого цвета. Состав прослоев весьма изменчив: Пл=22-27 и до 50; Кв=19-25; Ми=0,2-1,4; Би=9-45; Рог=2-46; Ап+Цир+Мт=0,5-3,4%. Плагиогнейсы участками окварцованы. Структура немато- и лепидогранобластовая. Плагиоклаз состава An_{40-43} (скв. 15-Р) и An_{22-27} (скв. 5-Р и 11-Р). Метасоматически замещается микроклином. Биотит (f =0,54-0,67) темно-коричневый. Редко встречается альмандиновый гранат. Сине-зеленая феррогастингситовая роговая обманка (f =0,62-0,77), иногда сосуществует с другими амфиболами (f =0,30 и 0,90).

Биотит-гранатовые плагиогнейсы (скв. 1-Р и 21-Р Инчукалнской площади) - полосчатые мелкозернистые темно-серые породы с неясно-выраженной гнейсовидностью. Структура лепидо- и порфирогранобластовая. Прослои имеют переменный состав: Пл=20-50; Кв=18-45 и до 65; Би=6-10 и до 25-40; Гр=6-14%; иногда отмечается повышенное количество Мт+Ап= до 21%. Плагиоклаз состава An_{35-38}, в отдельных прослоях - An_{25-27}. Биотит (f =0,42-0,52) черно-коричневый, порфиробластовый гранат бесцветен (N =1,801-1,806) или розовато-красный (N=1,913), пойкилитово включает кварц. Акцессорные минералы: циркон, ортит, монацит, апатит, магнетит.

Комплекс метапород, прогрессивно метаморфизованных в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации фации альмандиновых амфиболитов и позднее диафторированных в условиях андалузит-ставролит-альмандиновой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов

Диафторические изменения в породах комплекса выражены в интенсивном катаклазе, милонитизации и последующей перекристаллизации в твердом состоянии; последняя сопровождалась окварцеванием и микроклинизацией. Наложенные минеральные ассоциации отвечают андалузит-ставролит-альмандиновой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов. Весьма вероятно, что ретроградный метаморфизм значительно оторван по времени от прогрессивного этапа (ранний протерозой) и

обусловлен переработкой карелид среднепротерозойским тектогенезом и региональным метаморфизмом. Этим породам свойственны бластокатакластические, бластомилонитовые, нередко очковые структуры, вторичное рассланцевание и огнейсование, интенсивное окварцевание и новообразование светлоокрашенного сине-зеленого амфибола, зеленовато-коричневого и светло-коричневого биотита, иногда мусковита, реже встречаются наложенные парагенезисы со ставролитом.

Биотит-амфиболовые сланцы, бластокатаклазированные и окварцованные, вскрыты скважиной 6-Р-Инчукалнс. Представлены мелкозернистыми породами, состоящими из чередующихся темно-серых меланократовых (Пл=40-50; Би + Амф=40-60%) и розовато-серых лейкократовых (Пл=75-80; Би+Амф=6-10; Кв=10-15%) прослоев. Породы интенсивно подроблены, при этом размеры и количество "обломков" в различных прослоях значительно варьирует; перекристаллизованный материал (Кв+Пл+Рог+Би) и поздний кварц составляют 30-50% объема породы. Новообразованный плагиоклаз An_{15-20} тонкосдвойникован по ⊥ (010), первичный плагиоклаз более основной - An_{35-38}, имеет неясное двойникование. Первичный кварц замутнен, трещиноват и гранулирован. Поздний кварц образует мелкозернистый агрегат или пластинчатые и струйчатые зерна. Сине-зеленый амфибол был образован одновременно с окварцеванием породы или несколько позже. Биотит ассоциирует с поздним кварцем.

Биотитовые, биотит-амфиболовые и биотит-гранатовые плагиогнейсы, бластокатаклазированные и окварцованные, вскрыты многими скважинами на Инчукалнской площади, а также скважинами Кроньауце и Бауска. Структура пород порфиробластовая, бластокатакластическая, иногда очковая. Первичный состав пород - плагиоклаз, кварц и небольшое количество биотита, амфибола, реже граната. Перекристаллизованный и окварцованный материал составляет обычно 30-50%. Минеральный состав отдельных прослоев весьма изменчив: Пл=10-56; Кв=3-5 до 25-45; Би=2-12; Рог=до 4-9; Гр=до 2-3; тонкозернистый агрегат от 4-9 до 35-45%; поздний кварц - до 10-20%; микроклин редок, до 15-25%. Первичный плагиоклаз имеет состав An_{35-41}. Первичный кварц почти нацело гранулирован и перекристаллизован в лапчатые, струйчатые и пластинчатые зерна. Подробленный и перекристаллизованный в различной степени материал состоит из кварца и плагиоклаза An_{8-20}, а также биотита и амфибола. Окварцевание иногда сопровождается образованием порфиробласт микроклина. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом.

Биотит-гранат-кордиерит-ставролитовые сланцы вскрыты скважиной 12-Р-Инчукалнс. Это темно-серые, черно-коричневые тонкосланцевые породы, часто кварцитовидные за счет окварцевания. В тонкоподробленном и перекристаллизованном и окварцованном материале в виде "очков" сохранились зерна плагиоклаза, кордиерита (замещенного изотропным серпентиноподобным или слюдистым веществом) и редко граната. В рассланцованных (но не милонитизированных) породах наблюдается че-

редование прослоев различного минерального состава. В целом первичной минеральной ассоциацией является $Би_1 + Гр_1 + Корд + Сил + Граф + Пл$; более поздняя ассоциация: $Гр_2 + Став + Би_2 + Фибр + Кв_2$. В биотитовых сланцах различные прослои состоят из: $Би_1 + Кв_1$; $Би_1 + Корд + Кв_1$; $Би_1 + Кв_1 + Гр_1$; наложенная ассоциация $Кв_2 + Би_2$. Плагиоклазовые сланцы сложены чередующимися прослоями состава: $Пл + Кв_1$; $Пл + Гр_1$; $Пл + Гр_1 + Кв_1$; $Гр + Кв_1$; в результате диафтореза возникла ассоциация $Гр_2 + Став + Кв_2$. Биотит-гранат-кордиеритовые сланцы состоят из прослоев: $Би_1 + Пл$; $Би + Корд + Сил + Граф$; $Би_1 + Корд + Сил + Гр_1 + Граф$; $Би_1 + Корд + Гр_1 + Сил + Граф + Пл$. Наложенные ассоциации $Став + Гр_2$; $Би_2 + Став + Фибр$; $Став + Фибр + Кв_2$. Описываемые кристаллические сланцы инъецированы гранитом, огнейсованным, бластокатаклазированным и окварцованным.

Среднепротерозойские метаморфические образования

В пределах Инчукалнской площади скважинами 3-Р и 14-Р вскрыты микрозернистые сланцы и гнейсы, представляющие собой слабо метаморфизованные эффузивы и осадочные породы, которые слабо перекристаллизованы, в ряде случаев в них наблюдаются реликтовые структуры, степень их метаморфизма невелика и, видимо, соответствует низкотемпературной части амфиболитовой фации (как и диафторических изменений нижнепротерозойских метапород). Учитывая все это, возможно эти образования условно отнести к среднему протерозою.

Биотит-амфиболовые микрогнейсы, вскрытые скважиной 3-Р, чередуются с микрозернистыми плагиоамфиболитами. Состав микрогнейсов: Пл = 32-44; Кв = 29-43; Би = 18-22; Рог = 6-14.

Микрозернистые плагиоамфиболиты сложены чередующимися микрослоями, состоящими целиком из амфибола или Амф = 60-65; Пл = 10-12; Би = 8-10; Кв = 15-16%. Структура нематогранобластовая. Порфиробластовый зональный плагиоклаз имеет состав - ядро An_{46-49} кайма An_{40}. Реже встречаются порфиробласты черно-зеленой роговой обманки. Порфиробласты отчетливо обтекаются тонко- и микрозернистой тканью состава: Рог + Би + Пл + Кв. Плагиоамфиболиты, вероятно, возникли за счет метаморфизма эффузивной породы.

Двуслюдяные микрогнейсы, вскрытые скважиной 14-Р, тонкополосчатые, микрозернистые, окрашены в темно-серый цвет. Их структура лепидогранобластовая, иногда порфиробластовая. Минеральный состав прослоев варьирует: Пл = 38-60; Кв = 21-32; Би + Мус = 14-30; Ми = до 1-2%. Иногда встречаются порфиробласты плагиоклаза и кварца. Микрогнейсы весьма напоминают метаморфизованные кислые эффузивы и их туфы; порфиробласты являются их порфировыми вкрапленниками, реже - обломками раскристаллизованного стекла.

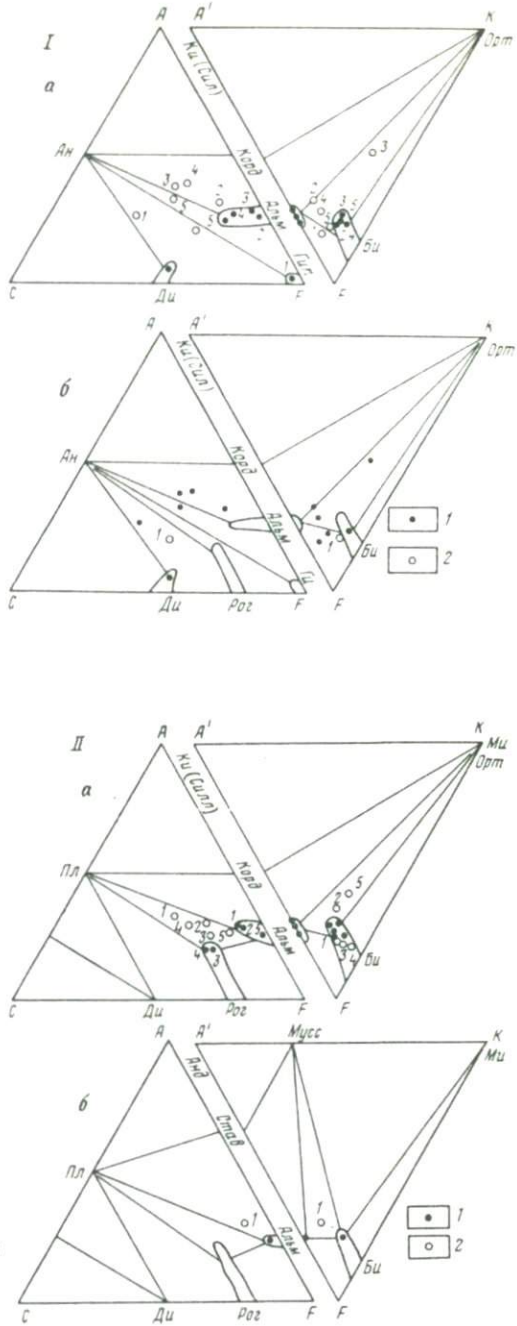
На диаграммах ACF и A′ FK(фиг. 4, а,б) показаны устойчивые минеральные парагенезисы гранулитов. Валовые составы гнейсов скважин Таураге и Кибартай находятся в поле Корд – Ан – Альм на диаграмме ACF и в поле Би – Орт – Альм на диаграмме A′ FK,что отвечает реальной ассоциации минералов Корд+Спл+Гр+Би+Пл+Орт+Кв, наблюдаемой в гнейсах скважины Таураге (в скважине Кибартай Корд отсутствует, а фигуративная точка валового состава породы расположена почти на линии Ан – Альм).

Минеральные ассоциации, богатых кальцием гранулитов, характеризуются отсутствием граната (если гранат присутствует, то он чаще всего неравновесный), лишь в Северо-Западной Литве встречены парагенезисы, где сосуществуют гиперстен, гранат и биотит.

Судя по минеральным парагенезисам, богатые кальцием породы отвечают: 1) субфации гранулитов, содержащих ортопироксен и плагиоклаз. Валовый состав двупироксеновых сланцев скв. 8-Стренчи располагается в поле Ги – Ан –Ди, что соответствует реальным парагенезисам; 2) субфации гранулитов, содержащих ортопироксен, плагиоклаз и роговую обманку. Реальные парагенезисы в кристаллических сланцах скв. Валмиера: Ги+Ди+Рог+Би+Пл+Кв. Роговая обманка и биотит находятся в равновесии с пироксенами. Валовый состав сланца располагается в поле Ди–Ан –Рог диаграммы ACF (фиг. 4, I б), что отвечает наблюдаемым парагенезисам. Кроме того, температуры образования этих сланцев, определенные по геотермометрам Би–Ди, Би–Рог, Рог–Ди (Перчук, 1970), достаточно хорошо совпадают (700–800°С) и указывают на температуру кристаллизации сосуществующих Fe–Mg–минералов, отвечающую условиям гранулитовой фации.

Омфацитовый клинопироксен богатых железом пород заметно окрашен и плеохроирует. Гранат также густо окрашен, иногда аномально двупреломляет и, видимо, содержит значительное количество пиропового и андрадит-гроссулярового компонентов. Высокая железистость этих пород наряду с достаточным содержанием кремнезема вызвали появление высокожелезистых силикатов и магнетита, а малое количество Al_2O_3 обусловило образование граната и омфацитового клинопироксена.

Кристаллические сланцы гранулитовой фации регионального метаморфизма подверглись определенным метасоматическим изменениям. В этих породах отмечается широкое развитие антипертитов замещения,



фиг. 4. Диаграммы ACF и AFK1 – состав минералов; 2 – состав пород.

I а – гранулитовая субфация с ромбическим пироксеном и плагиоклазом для пород, содержащих кварц: 1 – скв. 8 – Стренчи, Латвия (ассоциация Ги+Ди+Пл+Би+Кв); 2 – скв. Таураге–11, Литва (ассоциация Корд+Гр+Би+Сил+Пл+Орт+Кв); 3 – скв. Кибартай–38, Литва (ассоциация Гр+Би+Пл+Орт+Кв); 4 – скв. Гаргждай–3, Литва (ассоциация Ги+Гр+Би+Пл+Кв); 5 – скв. П–7–Бернаты, Латвия, гиперстеновые сланцы, диафторически измененные и гранитизированные (ассоциация Ги+Ди+$Пл_1$+Гр+Би+$Пл_2$+Орт+Кв);

I б – гранулитовая субфация с ромбическим пироксеном, плагиоклазом и роговой обманкой для пород, содержащих кварц: 1 – скв. 7–Валмиера, Латвия (ассоциация Ги+Ди+Рог+Би+Пл+Кв)

II а – силлиманит–альмандин–ортоклазовая субфация фации альмандиновых амфиболитов: 1 – скв. П–7–Бернаты, Латвия, гиперстеновые сланцы, диафторически измененные и гранитизированные (ассоциация Ги+Ди+$Пл_1$+Гр+Би+$Пл_2$+Орт+Кв); 2 – скв. 1–Р–Инчукалнс, Латвия (ассоциация Гр+Би±±Рог+Корд+Пл+Кв); 3 – скв. 5–Р–Инчукалнс, Латвия (ассоциация Би+Рог+Пл+Кпш+Кв); 4 – скв. 18–Р–Инчукалнс, Латвия (ассоциация Би+Рог±Ди+Пл+Кв); 5 – скв. Паровея–9, Литва (ассоциация Гр+Би+Пл+Кпш+Кв);

II б – андалузит–ставролит–альмандировая субфация фации куммингтонитовых амфиболитов; 1 – скв. 12–Р–Инчукалнс, Латвия (ассоциация Би+Корд+Сил+Гр+Граф+Став+Пл+Кпш+Кв)

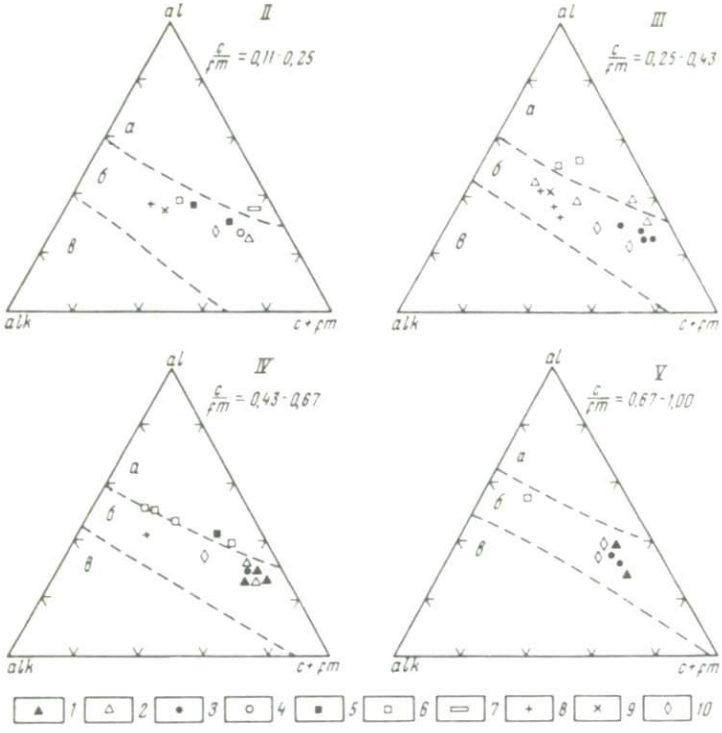
межгранулярных пленок и мезостатических зерен ортоклаза. Общее количество ортоклаза в плагиогнейсах достигает 6%. Иногда наблюдается развитие позднего метасоматического биотита, обрастающего и замещающего цветные минералы, в меньшей степени – рудные. Калиевый метасоматоз обычно сопровождается окварцеванием пород; помимо типично гранулитового кварца, нередок гранобластовый. Одновременно с калиевым и кремнистым метасоматозом происходит собирательная перекристаллизация (укрупнение размеров зерен, появление порфиробластов плагиоклаза и цветных минералов, появление пойкилобластовых структур), а также метаморфическая дифференциация, способствующая обособлению полос, состоящих преимущественно из лейкократовых или окрашенных минералов; при этом породы обогащаются щелочным полевым шпатом и кварцем и по составу приближаются к чарнокитам.

В соответствии с классификацией Э.Б. Наливкиной (1963[1,2], 1964), часть глубоко метаморфизованных пород, вскрытых в Северо-Восточной Латвии, можно отнести к эндербитам; реже встречаются антипертитовые чарнокиты, обогащенные кварцем.

Диафторически измененные гранулиты встречены в пределах Бернатской площади и близ границы с Эстонией. Диафторез выражен в милонитизации и катаклазе пород, их перекристаллизации, возникновении наложенных минеральных ассоциаций (отвечающих высокотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов), нередко – гранитизации и мигматизации. Минеральные парагенезисы метаморфизма I (прогрессивный этап): Ги + Ди + $Гр^1$ + Сил + Пл + Орт – отвечают гранулитовой фации регионального метаморфизма. Минеральные ассоциации метаморфизма II (ретроградный этап): Би + $Гр^2$ + Сил + $Пл^2$ + Орт + Кв. Достаточно широко проявленные процессы гранитизации и мигматизации, а также составы биотита и граната (см. ниже) свидетельствуют о том, что метаморфизм II протекал в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации фации альмандиновых амфиболитов.

Химические составы граната, биотита из диафторической ассоциации и породы в целом также нанесены на диаграммы ACF и A'FK (фиг. 4, I а). Валовый состав породы располагается в поле Ги – Ан – Альм на диаграмме ACF и в поле Би–Орт–Альм на диаграмме A'FK. Это почти соответствует реально наблюдаемым парагенезисам Ги ± Ди + Гр + Би + + Рог + Сил + Пл + Орт + Кв. Однако первичная минеральная ассоциация: Ги ± Ди + $Пл_{75}$ + Гр + Орт, отвечающая прогрессивному этапу, неравновесна с диафторической ассоциацией Гр + Би + Рог ± Сил + $Пл_{48-53}$ + Орт + Кв (силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация).

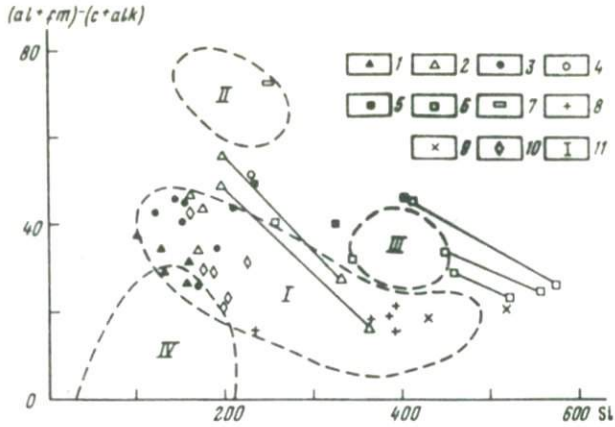
Прогрессивный метаморфизм в зоне амфиболитовой фации Центральной Прибалтики (нижний протерозой), судя по минеральным ассоциациям и составам некоторых минералов, протекал в условиях умеренных давлений и относится к фации альмандиновых амфиболитов. Породы вскрыты многими скважинами в пределах Инчукалнской площади, а также скважинами Бауска и Кроньауце. Химические составы минералов и породы в целом показаны также на диаграммах ACF и A'FK, где изображены устойчивые минеральные ассоциации силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации (фиг. 4, II а). На диаграмме ACF



Фиг. 5. Диаграмма химических составов (al) – (alk) – (c + fm) метаморфических пород Латвии (II–V – сечения тетраэдра, по Ниггли)

1 – пироксеновые и роговообманково–пироксеновые сланцы; 2 – пироксеновые сланцы, диафторически измененные и мигматизированные; 3 – амфиболиты и амфибол–плагиоклазовые сланцы; 4 – биотит–антофиллитовые плагиогнейсы; 5 – биотит–гранатовые, биотит–амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы; 6 – биотит–гранатовые, биотит–амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, диафторически измененные и мигматизированные; 7 – биотит–гранат–кордиерит–ставролитовые кристаллические сланцы; 8 – биотитовые гнейсо- граниты; 9 – огнейсованные граносиениты; 10 – метадиорит–порфириты; 11 – поля пород по Ниггли: а – глинистые осадки, б – поле изверженных пород, в – химические осадки

валовые составы пород (скв. 1–Р–Инчукалнс и Паровея) попадают в поле Рог–Пл–Альм, на диаграмме AFK – в поле Би–Ми–Альм, что соответствует реально наблюдаемым в этих гнейсах парагенезисам: Гр + Би + Сил + Пл + Орт + Кв. Богатые кальцием породы – амфиболиты, амфиболовые и биотит–амфиболовые плагиоклазовые сланцы, помимо Инчукалнской площади, вскрыты в Центральной Латвии скважинами Нитауре и Ляулены.



Фиг. 6. Диаграмма химических составов [si] – [(al + fm) – (c + alk)] метаморфических пород Латвии

1 – пироксеновые и роговообманково-пироксеновые сланцы; 2 – пироксеновые сланцы, диафторически измененные и мигматизированные; 3 – амфиболиты и амфибол-плагиоклазовые сланцы; 4 – биотит-антофиллитовые плагиогнейсы; 5 – биотит-гранатовые, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы; 6 – биотит-гранатовые, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, диафторически измененные и мигматизированные; 7 – биотит-гранат-кордиерит-ставролитовые кристаллические сланцы; 8 – биотитовые гнейсо-граниты; 9 – огнейсованные граносиениты; 10 – метадиорит-порфириты; 11 – поля пород, по Симонену; I – поле вулканогенных пород, II – поле глинистых пород, III – поле песчаных пород, IV – поле карбонатных пород

Химически были изучены биотит и гранат из высокоглиноземистых сланцев скв. 12-Р-Инчукалнс. Составы минералов и породы в целом (устойчивые минеральные ассоциации андалузит-ставролит-альмандиновой субфации) изображены на фиг. 4, II б. Ассоциация минералов прогрессивного этапа метаморфизма $Би^1$ + Корд + Сил + $Гр^1$ ± Граф + Пл + +Кпш + $Кв^1$ здесь неравновесна с минеральной ассоциацией Став + $Гр^2$ + $Би^2$ + $Кв^2$. На диаграмме ACF состав породы располагается в поле Альм – Пл – Став, на диаграмме A′FK – в поле Альм – Мус – Би. Все это соответствует реально наблюдаемым в породе парагенезисам.

Химические составы (табл. 2) метаморфических пород, пересчитанные по методу "чисел" П. Ниггли, нанесены на соответствующие сечения (II–V) тетраэдра П. Ниггли (фиг. 5) и диаграмму (фиг. 6) химических составов [si] – [(al + fm) – (c + alk)], по Симонену (Simonen, 1953). Кристаллические сланцы (гиперстен-диопсидовые, биотит-роговообманково-гиперстен-диопсидовые), относимые к архейским образованиям

по особенностям своего химизма, занимают промежуточное положение между габбро-норитами и средним составом диорита. В основных гранулитах по сравнению со средними типами изверженных пород в общем более высокие значения "чисел" al и alk и значительные вариации "чисел" si, fm и c; в составе щелочей большую роль играет калий (что, возможно, объясняется начальной стадией чарнокитизации этих пород), а в фемической части несколько увеличено отношение железа к магнию. Эти особенности химизма основных гранулитов, видимо, связаны с метаморфической дифференциацией. С целью возможного установления природы исходного материала, химические составы основных гранулитов, пересчитанные на "числа", нанесены на сечения тетраэдра Ниггли (IV–V сечения). Их фигуративные точки располагаются в поле изверженных пород. На диаграмме (фиг. 6) фигуративные точки ложатся в поле вулканогенных пород, что подкрепляет предположение о первично вулканогенном генезисе исходного материала основных гранулитов скважин 7-Валмиера и 8-Стренчи (лавовые покровы и пластовые интрузии).

Диафторически измененные кристаллические сланцы архейского возраста (Бернатская площадь) представлены гиперстен-диопсидовыми, биотит-гранат-гиперстеновыми разностями, мигматизированным гранитным материалом. По своему химическому составу субстрат этих мигматитов соответствует основным изверженным породам. Однако как и для основных гранулитов Северо-Восточной Латвии, этим породам свойственны более высокие значения "чисел" al и alk и большее количество железа в составе фемической части пород. Фигуративные точки двупироксеновых кристаллических сланцев скважины П-7-Бернаты расположены в поле изверженных пород на IV и V сечениях тетраэдра Ниггли и в поле вулканогенных пород на диаграмме, по Симонену, что позволяет предположить магматический генезис исходного материала и этих пород. Фигуративные точки биотит-гранат-гиперстеновых (с силлиманитом) кристаллических сланцев, являющихся субстратом мигматитов (скв. П-8; П-20), на диаграмме (фиг. 6) располагаются между полем глинистых осадков и полем вулканогенных пород, тогда как фигуративные точки мигматитообразующего гранитоидного материала этих пород ложатся в поле вулканогенных пород.

Нижнепротерозойские (карельские) метапороды, судя по их химизму и положению фигуративных точек на диаграммах, представлены первично-терригенными (песчаными и глинистыми) и первично-вулканогенными породами. Первично-карбонатные породы отсутствуют.

Фигуративные точки амфиболитов, плагиоклазовых амфиболитов и биотит-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев на III–V сечениях тетраэдра Ниггли локализуются в поле изверженных пород, а на диаграмме (фиг. 6) также попадают в поле вулканогенных пород.

Фигуративные точки биотит-гранатовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов на II–V сечениях тетраэдра Ниггли расположены в поле глинистых осадков и частично – изверженных пород. Фигуративные точки мигматитообразующего гранитоидного материала мигматитов скважины 57-Кроньауце попадают на границу полей изверженных пород и глинистых осадков.

Таблица 2

Химические составы метаморфических пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	50,96	52,82	71,02	60,36	68,90	55,32	55,54
TiO_2	1,54	0,47	0,13	0,80	0,18	1,48	1,38
Al_2O_3	17,26	18,22	13,85	13,08	14,98	15,76	18,34
Fe_2O_3	5,75	2,01	0,63	3,43	0,36	1,95	2,54
FeO	6,04	5,17	1,76	6,47	1,79	10,13	8,74
MnO	0,10	–	0,06	0,15	–	–	–
MgO	4,63	5,50	2,72	5,50	0,40	2,67	2,15
CaO	8,86	9,08	1,57	2,24	0,83	7,19	5,62
Na_2O	2,80	3,66	2,03	2,03	2,24	2,44	2,14
K_2O	0,96	2,08	5,40	3,72	7,70	1,73	2,01
P_2O_5	0,57		–	–			
H_2O^-	0,20		0,20	0,28			
H_2O^+			0,09	0,22			
CO_2			0,10	0,50			
П.п.п.		1,00	0,72	1,42	1,78	0,36	1,15
Сумма	99,67	100,01	100,28	100,20	99,16	99,03	99,61

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	55,06	56,20	58,24	53,38	63,82	64,11	76,40
TiO_2	0,66	0,44	0,40	0,59	0,44	0,59	0,07
Al_2O_3	17,28	18,74	19,07	18,50	16,10	14,77	13,03
Fe_2O_3	2,71	2,76	2,56	2,82	1,83	2,14	0,48
FeO	5,91	5,17	4,31	6,55	6,46	5,40	0,31
MnO	0,19	0,10	0,10	0,07	–	0,15	0,01
MgO	7,36	2,31	2,22	4,45	4,30	3,35	0,34
CaO	6,06	6,95	6,83	5,78	1,55	2,36	0,76
Na_2O	2,74	3,94	4,13	1,91	0,81	2,64	0,28
K_2O	1,68	1,08	1,17	3,01	1,72	2,83	6,30
P_2O_5							0,23
H_2O^-	0,13						0,20
H_2O^+	0,10					0,10	0,38
CO_2	0,30						0,50
П.п.п.	0,58	1,64	0,98	2,38	2,20	1,66	1,38
Сумма	100,76	99,33	100,01	99,44	99,23	100,10	100,65

Таблица 2 (окончание)

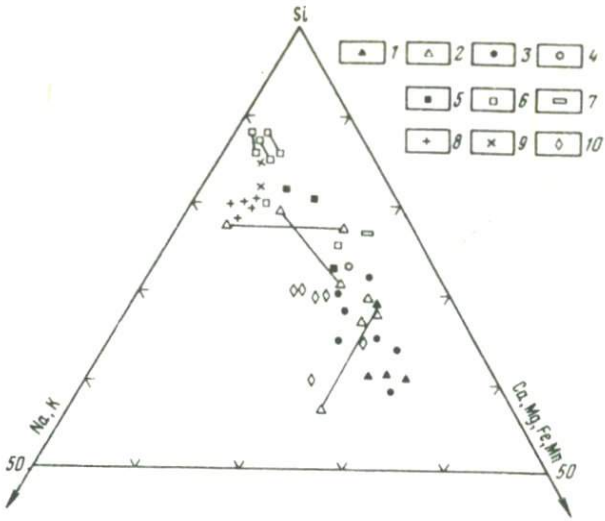
Компоненты	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	71,00	76,88	59,07	59,19	59,59	59,12	61,81
TiO_2	0,16	0,11	1,03	0,79	0,77	1,05	0,59
Al_2O_3	15,19	11,44	15,22	15,82	17,31	15,34	16,00
Fe_2O_3	0,63	0,56	3,10	3,41	3,33	3,08	2,07
FeO	2,07	0,87	3,71	3,58	3,13	3,80	4,82
MnO	0,01	0,01	0,11	0,11	0,18	0,12	0,08
MgO	1,01	0,49	3,45	3,50	2,75	3,49	3,09
CaO	1,22	0,82	5,10	3,07	5,80	5,08	4,23
Na_2O	0,14	0,26	3,71	2,05	3,58	3,84	2,26
K_2O	4,88	6,00	3,11	3,93	2,04	3,13	3.27
P_2O_5	0,19	0,14	0,30	0,22	0,26	0,30	0,28
H_2O^+	0,20	0,32	1,30	3,02	1,26	1,15	0,41
CO	0,40	0,44					
CO_2	0,30	0,30	0,35	0,54		0,10	
П.п.п.	3,32	1,96					1,52
Сумма	100,72	100,60	99,56	99,93	100,00	99,60	100,43

1 – двупироксеновый сланец, скв. 8–Стренчи; 2 – кристаллический сланец, скв. 7–Валмиера; 3,4 – биотит–пироксеновый сланец, скв. П–20–Бернаты; 5 – биотит–пироксеновый сланец, скв. П–8–Бернаты; 6,7 – гиперстеновый сланец, скв. П–7–Бернаты; 8–10 – амфиболит, скв. 5–Нитауре; 11 – амфиболит, скв. 18–Р–Инчукалнс; 12 – кордиенит–ставролитовый сланец, скв. 12–Р–Инчукалнс; 13 – биотит–гранатовый гнейс, скв. 1–Р–Инчукалнс; 14–16 – биотитовый гнейс, скв. 57–Кроньауце; 17 – средний состав земной коры по Кларку и Вашингтону (Барт, 1956); 18 – средний состав ледниковой глины Норвегии по Гольдшмидту (Барт, 1956); 19 – средний состав андезита по Дели (Четвериков, 1956); 20 – средний состав изверженной породы по Кларку (Барт, 1956); 21 – средний из 16 анализов метапород Латвии.

Анализы 1, 3, 4, 8, 14, 15, 16 – ЦЛ Латвийского геологического управления; анализы 2, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 12 – Рижский политехнический институт; анализ 13 – Институт геологии и геохронологии докембрия.

Фигуративные точки других метаморфических пород также нанесены на фиг. 5 и 6. Анализ этих данных позволяет предполагать, что большая часть метаморфических пород является продуктом метаморфизма первично–вулканогенных образований и в гораздо меньшей степени – осадков.

Химические составы метаморфических пород были нанесены на диаграмму (фиг. 7), предложенную Н.Г.Судовиковым (1967), где отчетливо обособляются два поля пород, отличающихся степенью кремнекислот–



Фиг. 7. Диаграмма химических составов Si–Na, K–Ca, Mg, Fe, Mn метаморфических пород

1 – пироксеновые и роговообманково-пироксеновые сланцы; 2 – пироксеновые сланцы, диафторически измененные и мигматизированные; 3 – амфиболиты и амфибол-плагиоклазовые сланцы; 4 – биотит-антофиллитовые плагиогнейсы; 5 – биотит-гранатовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы; 6 – биотит-гранатовые, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, диафторически измененные и мигматизированные; 7 – биотит-гранат-кордиерит-ставролитовые сланцы; 8 – биотитовые гнейсограниты; 9 – огнейсованные граносиениты; 10 – метадиорит-порфиры

Линиями сопряжены составы субстрата и мигматизирующего материала мигматитов

ности. В нижнем поле локализуются составы пироксеновых и амфиболовых кристаллических сланцев; здесь же сосредоточены фигуративные точки метадиорит-порфиритов кровли Пилтенско-Рижского плутона. Кроме того, в это поле (в наиболее кислую часть его) попали фигуративные точки меланократовых прослоев биотит-амфиболовых (антофиллитовых) и биотит-гранатовых плагиогнейсов. По химизму первое поле соответствует изверженным породам основного и среднего составов (от габбро и норитов до диоритов и кварцевых диоритов). Второе поле включает фигуративные точки биотитовых, биотит-гранатовых и биотит-амфиболовых плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых гнейсов, огнейсованных гранитов и граносиенитов, а также мигматитообразующего гранитоидного материала. По химизму это поле отвечает кислым породам (гранитам и гранодиоритам).

Если принимать в качестве исходного материала пироксеновых и амфиболовых кристаллических сланцев средние магматические породы (характеризующиеся в общем постоянством состава), то рассеяние фи-

гуративных точек параллельно ребру Si–Ca, Mg, Fe, Mn отражает изменчивые соотношения Si и суммы двухвалентных металлов, тогда как сумма щелочей изменяется весьма незначительно (от 8 до 12). Такие колебания составов отдельных прослоев в метапородах обусловлены, видимо, метаморфической дифференциацией. Метасоматические процессы, сопровождаемые привносом Si и Na, K проявлены слабо (в породах отмечается лишь самая начальная стадия высокотемпературной гранитизации).

Изменения химизма метапород, расположенных в пределах второго поля, напротив, обусловлены процессами метасоматического изменения и привносом K и особенно Si; при этом составы метапород приближаются к составу гранитов, а некоторые из них значительно обогащены Si даже по сравнению с гранитами.

Весьма существенно различаются по своему химизму мигматитообразующий материал в мигматитах по пироксеновым сланцам (скв. П–8 и П–20–Бернаты) и по плагиогнейсам (скв. 57–Кроньауце). На фиг. 7 составы субстрата этих пород и мигматитообразующего материала соединены линиями.

В табл. 2 приведен средний состав (из 16) метапород Западной Латвии, который оказывается близок составу андезита и среднему составу земной коры в целом. Несмотря на явную недостаточность статистических данных, это обстоятельство дает возможность предполагать об андезитовом составе палингенных магм, которые могли возникать за счет плавления метапород в глубинных зонах земной коры.

Многие исследователи неоднократно подчеркивали своеобразие и специфичность проявлений интрузивного магматизма в пределах древних щитов и платформ, что выражается в широком развитии интрузивных комплексов габбро-норит-анортозитов и гранитов специфического состава, пространственно приуроченных чаще всего к окраинам этих структур. Кроме того, установлена преимущественная приуроченность проявлений этого плутонического магматизма к определенному возрастному этапу развития земной коры, т.е. к эпохе затухания складчатых движений и переходу к субплатформенным условиям.

Как неоднократно подчеркивал Мишо (Michot, 1957), в Норвегии в глубокой катазоне проявления базитового и гранитного магматизма происходили одновременно или по крайней мере без образования самостоятельных фаз в общем процессе тектонического развития региона.

В кристаллическом фундаменте Западной Латвии также установлено чрезвычайно широкое развитие базитов и гранитов. Здесь широко распространены так называемые мангеритовые граниты, рапакиви и рапакивиобразные граниты , слагающие совместно с другими гранитоидами крупный Пилтенско-Рижский плутон (фиг. 2). В южной части плутона и в его обрамлении размещены многие массивы, сложенные лабрадоритами, габбро-норит -лабрадоритами и другими породами анортозитового комплекса. Таким образом, здесь также выявляется тесная пространственная связь анортозитов и гранитов (Биркис, 1966; Биркис, Озолинь, 1968; Богатиков, Биркис, 1970).

Габбро-норит-анортозитовый комплекс

Габбро-норит-анортозитовые массивы пространственно тесно ассоциируют с Пилтенско-Рижским плутоном гранитоидов. Значительная часть основных интрузивов располагается внутри плутона, лишь крупный Приекульский и несколько более мелких массивов располагаются к югу от плутона, в пределах метаморфического комплекса (фиг. 2).

По материалам буровых работ и по геофизическим данным среди массивов основного состава выделяются массивы: 1) сложенные анортозитами, часто ирризирующими (Салдусский, Куйлиский, Кандавский и др.); 2) сложного состава, представленные анортозитами, габбро-норит-анортозитами, габбро-норитами и другими породами (Вергале, Айзпуте, Вилцини, Приекуле). В последних отдельные участки сложены троктолитами и плагиоклазовыми перидотитами.

Форма анортозитовых массивов, судя по аномалиям гравитационного и магнитного полей, чаще всего неправильно-овальная и удлиненно-овальная, реже встречаются округлые в плане интрузивные тела. Длина массивов обычно составляет 20–30 км, при ширине 5–10 км, площадь 100–200 и до 300 км^2. Исключением является сложный по составу Приекульский массив, его площадь около 1000 км^2. Общая площадь, занятая породами габбро-норит-анортозитового комплекса в Западной Латвии, составляет более 2700 км^2.

Петрографические особенности основных пород

Основные породы Западной Латвии представлены разностями, начиная от почти мономинеральных анортозитов до ультрамеланократовых плагиоклазовых перидотитов. Среди них выделяются:

- анортозиты (лабрадориты), оливиновые и безоливиновые;
- габбро-норит-анортозиты, габбро-анортозиты, норит-анортозиты, оливиновые и безоливиновые;
- габбро-нориты, габбро, нориты, оливиновые и безоливиновые;
- троктолиты, пироксеновые троктолиты;
- плагиоклазовые перидотиты и оливиниты.

По своим текстурным, структурным и минералогическим особенностям все эти породы весьма сходны между собой; между выделенными группами пород имеются все переходы. Поэтому правильнее говорить о базитовой серии пород Западной Латвии, которые, видимо, являются дифференциатами единой магмы, или о Латвийском габбро-норит-анортозитовом комплексе в понимании Г.Д. Афанасьева (1949).

Основные породы обладают, как правило, массивной текстурой; однако отмечается субпараллельное расположение таблитчатых кристаллов плагиоклаза и маломощных (первые сантиметры) линзовидных скоплений цветных минералов; особенно ярко директивная текстура проявлена в габбро-норитах скв. 43-Айзпуте. Судя по керну, в вертикальном направлении часто наблюдается неясно выраженное чередование анортозитов, габбро-норито-анортозитов и габбро-норитов; кроме того, наблюдается чередование оливиновых и безоливиновых разновидностей этих пород. Такое чередование совместно со слабо выраженной директивной текстурой придает базитам неясное грубополосчатое строение, а массивы за счет этого приобретают некоторую стратифицированность.

При разделении и описании основных пород принята следующая их систематика, приведенная в табл. 3.

Средний количественно-минеральный состав этих групп пород по районам приведен в табл. 4.

Анортозиты (лабрадориты) практически мономинеральные крупно- и гигантозернистые породы, нередко порфировидные, окрашенные в темно-серые, до черных цвета, местами ирризирующие. Иногда их окраска темная, буровато-красная из-за примеси гематита. Структура панидиоморфнозернистая с элементами офитовой, реже габбровой.

Плагиоклаз образует таблитчатые и изометрические зерна с колебанием размеров в широких пределах – от 1–2 мм до 3–4 см и более,

Таблица 3

Систематика пород анортозитовых массивов (по содержанию темноцветных минералов)

Содержание темноцветных минералов	Латвийский габбро-норит-анортозитовый комплекс (по авторам)	Джугджурский габбро-норит-анортозитовый массив (Ленников, 1968)	Корсунь-Новомиргородский массив, Украина (Кононов, 1966)	Адирондакский анортозитовый массив (Baddington, 1939)
10	Анортозиты (лабрадориты)	Анхимономинеральные анортозиты	Лабрадориты	Анортозиты
	Габбро-норит-анортозиты			Норитовые анортозиты
20		Лейкократовые габбро, габбро-нориты и нориты	Габбро-норит-анортозиты	
30	Лейкократовые габбро-нориты и троктолиты			Анортозитовые нориты
40		Меланократовые оливиновые габбро, габбро-нориты, нориты и основные пегматиты		Нориты
50	Габбро-нориты и троктолиты			
60			Габбро-нориты	
70		Пироксениты и перидотиты		Мафические нориты
80	Плагиоклазовые перидотиты и оливиниты		Ультраосновные породы	
90				

сдвойникованные по альбитовому, реже периклиновому законам. Часто наблюдаются "висячие" двойники, пересекающиеся, прерывистые, не доходящие до краев зерна. Многочисленные оптические измерения указывают на постоянство состава плагиоклазов, вне зависимости от крупности зерен, в пределах An_{52-56}. Исключительно редко наблюдаются зональные кристаллы, причем кайма в мелких кристаллах более основная An_{75-80}, а периферия крупных кристаллов, напротив, имеет андезиновый состав An_{40-47}. Плагиоклазы содержат большое количество пылевидных и игольчатых включений рудного минерала, иногда призмочки циркона и апатита. В интерстициях между кристаллами плагиоклаза часто присутствует некоторое количество калиевого полевого шпата, кое-где сам плагиоклаз слабо антипертитизирован. Калиевый полевой шпат и антипертиты наиболее характерны именно для анортозитов, в более меланократовых породах они встречаются гораздо реже. Нередко

можно заметить следы собирательной перекристаллизации, когда крупные мегазерна плагиоклаза как бы состоят из нескольких расплывшихся и сросшихся более мелких зерен. Иногда слабо мозаичное угасание крупных кристаллов плагиоклаза указывает на далеко зашедшую собирательную перекристаллизацию.

Щелочной полевой шпат, помимо интерсертальных ксеноморфных выделений, образует антипертитовые вростки, иногда обильные. Интерсертальный калиевый полевой шпат обнаруживает неправильно пятнистое полисинтетическое двойникование. Участки полевых шпатов с антипертитовым строением, напоминающим симплективное срастание калиевого полевого шпата и плагиоклаза, чаще всего располагаются в виде узкой, часто прерывистой каемки по периферии кристалла. Морфологически антипертит представляет собой очень тонкие, короткие жилочки, веретенца и пленочки, с неровными часто зубчатыми и фестончатыми контурами, ориентированные перпендикулярно границам плагиоклазовых зерен. Угасание антипертитов волнистое, иногда мозаичное. Другая разновидность антипертитовых вростков относится к пятнистому типу, они по своим размерам намного больше, чем вростки предыдущего типа. Их очертания изометричные, неправильные, часто трех- или четырехугольные, с извилистыми краями и тонкими ответвлениями, вытянутыми вдоль спайности.

Кварц встречается далеко не во всех породах, обычно интерсертальный, резко ксеноморфный, часто с облачным погасанием. Исключительно редко наблюдается микрографическое прорастание плагиоклаза кварцем. В этом случае одинаково ориентированные включения кварца располагаются внутри неправильной формы участков плагиоклаза повышенной основности (An_{75-79}), придающих крупным кристаллам последнего пятнистый облик.

Пироксены чаще всего являются резко ксеноморфными, форма их кристаллов неправильно-полигональная, клиньевидная, часто с длинными ответвлениями, как бы втеками в узкие промежутки между кристаллами плагиоклаза. В некоторых случаях пироксены склонны образовывать короткопризматические кристаллы, включенные в плагиоклаз или срезающие его своими гранями. Наблюдающиеся структурные соотношения свидетельствуют о несколько более ранней кристаллизации ромбического пироксена относительно моноклинного.

Ромбический пироксен (Fs_{45-47}) слабо плеохроирует от розового по Np до зеленого по Ng. Часто содержит пластинчатые включения или микровыделения моноклинального пироксена (эмульсионные структуры). Моноклинный пироксен ($Wo_{38}En_{17}Fs_{45}$) бесцветен или слабо-зеленоватый. Часто образует сростки неправильной или округленной формы, иногда совместно с гиперстеном. Характерна трещиноватость диаллага, довольно часто тонкая и частая. Нередко содержит тонкие пластинки ромбического пироксена, ориентированные параллельно (100).

Оливин (Fa_{38}) окрашен в серовато-зеленый цвет. На границе оливина и плагиоклаза наблюдаются узкие прерывистые келифитовые каймы, состоящие из моноклинного пироксена и биотита. Керсутит встречается

Таблица 4

Средние количественно-минералогические составы основных групп пород по районам их

Группа пород, район, количество подсчетов	Анортозиты							
	Блидене	Стури	Дурбе	Куйли	Циецере	Кандава	Межвагари	Приекуле
	7	5	5	4	1	8	6	22
Плагиоклаз	94,5	94,0	94,9	96,2	96,3	98,8	90,8	95,9
Оливин							0,3	1,1
Ромбический пироксен	2,0	0,7	0,7	2,5	5,8		5,2	0,8
Моноклинный пироксен			0,5					1,3
Биотит	0,6	0,3	0,2	1,2	0,9	0,9	0,4	0,8
Ильменит			0,3					
Акцессории	0,2	0,2		0,1			0,4	
Калиевый полевой шпат + пертиты	2,5	4,7				0,1	1,5	
Кварц	0,2	0,1						
Срастание пироксена и плагиоклаза								
Вторичные минералы	–	–	3,4			0,2	2,5	0,1

в незначительных количествах как реакционный минерал совместно с биотитом. Окраска бурая, изредка желтовато-бурая, с резким плеохроизмом. Биотит (f =0,40) реакционно обрастает зерна оливина, пироксенов и рудного минерала или же образует тонкие пластинки, включенные в плагиоклаз. Плеохроирует в красно-бурых тонах. Рудный минерал представлен мелкими идиоморфными или крупными ксеноморфными выделениями размером до 5 мм; агрегаты его зерен приурочены к скоплениям фемических минералов. Иногда отмечаются симплектитовые срастания рудных минералов с пироксеном. Из акцессорных минералов отмечаются циркон, рутил, апатит.

Химические анализы анортозитов приведены в табл. 5.

Габбро-норито-анортозиты представляют собой массивные крупно до гигантозернистых породы темно-серого цвета, нередко грубополосчатые; являются переходными между анортозитами и габбро-норитами. Их структура гипидиоморфнозернистая и габбро-офитовая. Характерно широкое развитие келифитовых каемок около оливиновых и рудных зерен. Минеральный состав мало отличается от состава анортозитов.

габбро-норит-анортозитового комплекса Западной Латвии распространения (в объемн. %)

Габбро-анортозиты				Габбро и габбро-нориты				Троктолиты		Перидотиты
Дурбе	Кандава	Межвагари	Приекуле	Дурбе	Вилцини	Межвагари	Приекуле	Межвагари	Приекуле	Приекуле
2	1	3	12	2	7	3	5	2	6	5
83,7	81,7	89,0	83,7	71,9	62,3	65,9	70,9	58,4	58,7	20,7
		0,5	7,7	0,1	6,9	15,2	10,7	34,5	34,1	66,9
			1,8	2,6			3,2		1,3	
3,4	17,5	7,1			16,8	14,3				
			3,0	1,5			7,4		1,9	1,5
0,7			0,6	1,3	2,1	0,1	2,6	0,7	1,1	0,6
0,4		0,5	0,3	0,1	8,1	0,1	3,1	0,2	1,9	6,3
		0,3			1,6	0,2				
	0,8	0,6			1,7					
3,6				10,6						
8,2		2,0	2,9	11,9	0,5	4,2	2,1	1,9	1,0	4,0

Плагиоклаз (An_{50-55}) присутствует в виде таблитчатых и изометричных кристаллов, сдвойникованных по альбитовому, реже – альбитовому и периклиновому законам. Включает обильные иголочки и пластинки титаномагнетита. Ромбический пироксен (Fs_{45}) слабо плеохроирует. Часты структуры распада с пластинчатыми выделениями рудного минерала. Моноклинный пироксен ($Wo_{38}En_{17}Fs_{45}$, $f = 0,50$) бесцветен или с едва заметным зеленоватым оттенком, не плеохроирует. Часто образует сростки неправильной формы. В некоторых разновидностях габбро-норит-анортозитов (Приекульский массив) характерны структуры распада с частым прорастанием зерен клинопироксена пластинками магнетита. Иногда зерна сложены почти нацело пластинчатым магнетитом, при этом в последнем просвечивают тонкие пластинки клинопироксена. Оливин (Fa_{36}) встречается во многих габбро-норит-лабрадоритах, слегка окрашен в зеленовато-сероватый цвет. На границе оливина и плагиоклаза часто развиты келифитовые каймы, сложенные ортопироксеном, биотитом и реже – клинопироксеном и волокнистым амфиболом. Обычны

Таблица 5

Результаты химических анализов анортозитов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	52,40	56,82	52,90	53,30	55,54	52,22	51,68	52,10	52,30	51,82	52,84	52,20	52,20
TiO_2	0,35	0,11	0,37	0,11	0,10	0,23	1,13	0,31	0,24	0,27	0,12	0,30	0,21
Al_2O_3	27,10	25,51	26,19	25,63	25,57	26,00	26,48	24,53	26,70	26,50	26,80	26,50	26,50
Fe_2O_3	0,55	0,37	0,67	0,87	0,69	0,46	2,41	0,95	0,94	0,96	0,76	0,91	0,57
FeO	1,48	1,16	1,09	1,91	1,29	2,08	2,46	3,07	1,77	2,25	1,97	2,30	2,93
MnO	0,03	–	–	–	–	–	–	–	0,04	0,06	0,05	0,04	0,05
MgO	1,45	1,27	0,98	1,25	1,69	1,54	0,67	2,40	1,11	1,30	1,47	1,67	1,86
CaO	9,00	9,85	10,69	10,02	9,95	10,28	11,09	10,89	11,00	10,80	10,50	10,00	9,70
Na_2O	4,63	4,81	4,55	4,74	4,84	4,77	3,11	3,06	4,28	4,38	4,48	5,00	4,72
K_2O	1,30	0,53	0,46	0,64	0,67	0,74	0,48	0,54	0,53	0,52	0,53	0,53	0,55
P_2O_5	0,14	–	–	–	–	–	0,08	–	0,30	0,07	0,04	0,06	0,05
H_2O^-	1,16	–	–	0,14	0,30	0,26	0,24	0,44	0,78	0,60	0,44	0,50	0,44
H_2O^+	–	–		–			0,60	–	–	–	–	–	–
П.п.п.	0,01	0,02	0,90	1,58	0,22	1,82	0,70	1,76	0,02	0,01	0,04	Сл.	Сл.
Сумма	99,60	100,45	98,80	100,19	100,86	100,40	101,13	100,05	100,01	99,54	100,04	100,01	99,78

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ne	–	–	–	–	–	2,0	–	–	–	–	–	2,7	0,7
Or	7,7	2,7	2,5	3,7	3,4	4,5	2,8	3,2	2,8	3,0	2,7	2,7	3,0
ab	41,0	41,8	40,3	42,8	42,3	39,0	28,2	27,7	38,0	39,0	40,0	39,8	41,1
an	43,7	45,7	50,3	47,0	45,2	47,2	54,7	52,5	52,0	50,8	50,7	47,5	47,0
RP	2,8	4,4	3,5	1,2	5,1		3,6	10,4	5,0	0,8	2,7	–	–
MP	–	1,2	1,6	1,6	2,0	2,2	–	1,4	0,2	1,6	0,2	0,8	–
Ol	0,4	–	–	2,8	–	4,5	–	–	–	3,3	2,9	5,0	6,2
Mt	0,5	0,4	0,3	0,8	0,5	0,3	1,3	0,7	1,0	1,0	0,7	1,0	0,6
Hm	0,4	0,1	0,6	0,1	0,1	0,3	1,6	0,4	0,2	0,4	–	0,4	0,4
Ap	0,3	–	–	–	–	–	0,3	–	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1
Sp	3,2	–	–	–	–	–	1,7	–	–	–	–	–	0,9
Q	–	3,7	0,9	–	1,4	–	5,8	3,7	0,3	–	–	–	–

1 – скв. 52-Кандава; 2-8 – скв. 5-Блидене; 9-10 – скв. 8-Стури; 11-13 – скв. П-12-Приекуле.

Анализы 1, 9, 10-13 выполнены в Центральной лаборатории геохимической экспедиции ИМГРЭ; анализы 2-8 – в Центральной лаборатории Латвийского ГУ.

сростки неправильной формы. Изредка трещиноват, трещинки заполнены иддингситоподобным минералом. Биотит (f = 0,40) плеохроирует в буровато-красных тонах, образует таблички со ступенчато-изменяющейся толщиной. Обрастает в виде широкой каймы крупные зерна оливина, пироксенов и особенно часто титаномагнетита. Рудный минерал образует крупные ксеноморфные кристаллы, часто окруженные реакционными биотитовыми каймами. Каймы обычны на контакте титаномагнетита и плагиоклаза и редки в случае соприкосновения рудного минерала с клинопироксеном. Из акцессорных минералов обычны апатит, циркон, рутил.

Химические составы габбро-норит-анортозитов приведены в табл. 6.

Габбро, нориты и габбро-нориты распространены менее широко, чем анортозиты и габбро-норит-анортозиты. Они образуют как самостоятельные массивы, так и сложные по составу ассоциации с анортозитами, габбро-норит-анортозитами и реже троктолитами и плагиоклазовыми перидотитами. Минеральный состав их менее выдержан, чем у анортозитов. Особенно изменчиво содержание моноклинного пироксена и рудного минерала. Обычно присутствие в переменном количестве оливина, в случае преобладания последнего породы переходят в троктолиты. Безоливиновые разности габбро-норитов встречаются реже, они преобладают в Салдусском и Куйлиском массивах.

Габбро-нориты, оливиновые и безоливиновые, представляют собой массивные, реже грубополосчатые, крупнозернистые, иногда порфировидные породы, обладающие типичной габбро-офитовой структурой. Для многих разновидностей характерно широкое развитие венцовых каемок, с образованием типичных друзитовых структур.

Плагиоклаз образует таблитчатые и призматические кристаллы размером до 2-4 см. Полисинтетически сдвойникован по альбитовому и периклиновому законам, отвечает составу An_{50-55}, изредка отмечается зональность с внешней зоной An_{45}. Иногда участки различной основности (отличающиеся на 2-3% An) распределены пятнисто, нередко наблюдается слабо антипертитовое строение. Местами отмечается слабая пренитизация плагиоклаза. Калиевый полевой шпат является интерсертальным минералом, а также образует антипертитовые вростки в плагиоклазе. Форма его зерен неправильно-полигональная или с прихотливыми очертаниями. Антипертитовые вростки пятнистого типа немногочисленны; их форма неправильно-полигональная, в случае подчинения антипертита спайности - прямоугольная. Иногда с крупными вростками калиевого полевого шпата ассоциируют длинные призмочки апатита.

Цветные минералы габброидных пород чаще всего образуют сростки, обычно совместно с титаномагнетитом. Форма пироксеновых сростков неправильноугловатая и полигональная, оливиновым сросткам чаще свойственна округлая форма.

Оливин (Fa_{36-38}) слегка окрашен в зеленовато-серый или зеленовато-бурый цвет. На границе оливиновых зерен с плагиоклазом часты келифитовые каемки, обычно прерывистые, узкие, сложенные ромбическим или моноклинным пироксенами. Реже каймы имеют сложное строение. Оливин замещается иддингситом, серпентином и рудным минералом,

Таблица 6

Результаты химических анализов габбро-норит-анортозитов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	54,05	52,34	52,50	52,88	50,64	52,36	51,50
TiO_2	0,24	0,42	0,48	0,50	0,29	0,12	0,75
Al_2O_3	28,44	22,57	21,48	20,87	24,71	25,70	24,67
Fe_2O_3	1,08	3,46	3,85	3,61	0,58	1,02	2,34
FeO	1,00	2,56	3,15	3,08	4,88	2,80	3,66
MnO	Нет	–	–	–	–	0,06	0,06
MgO	1,04	3,69	2,43	2,31	3,35	2,84	1,73
CaO	9,83	10,04	11,29	11,38	9,91	9,82	11,19
Na_2O	3,25	3,13	2,43	2,66	3,86	4,28	3,38
K_2O	0,62	0,54	0,77	0,84	0,44	0,37	0,17
P_2O_5	0,02	–	Нет	0,02	–	0,05	0,005
H_2O^-	0,15	0,16	0,50	0,46	–	–	0,05
H_2O^+	0,06	–	0,03	0,04	–	0,92	0,23
CO_2	Нет	–	0,60	0,60	–	–	0,20
	–	1,12			0,37	Сл.	0,44
Сумма	99,78	100,03	99,51	99,25	99,03	100,34	100,375
Or	3,3	3,0	4,8	5,5	2,5	2,0	0,5
Ab	29,0	28,3	22,5	24,9	34,3	37,8	31,0
An	48,3	46,3	47,3	44,0	48,7	47,8	52,3
RP	0,9	11,2	4,3	2,6	2,4	9,2	7,5
MP	–	2,2	8,6	11,4	–	–	2,4
Ol	–	–	–	–	11,2	1,2	–
Mt	0,8	3,2	4,1	4,0	0,3	1,0	1,4
Ilm	0,3	0,6	0,8	0,5	0,5	–	1,0
Ap	–	–	–	–	–	0,1	0,3
Sp	4,3	–	–	–	–	0,9	–
Q	10,7	5,2	7,8	7,1	–	–	3,6
C	2,2	–					

1 – скв. 52-Кандава; 2 – скв. 5-Блидене; 3-4 – скв. 9-Куйли; 5 – скв. 13-Межвагари; 6 – скв. П-11-Приекуре; 7 – скв. П-15-Айстере.

Анализы 1, 2, 3, 4, 7 выполнены в центральной лаборатории Латвийского ГУ; анализы 5 – выполнены в Рижском политехническом институте; анализ 6 – выполнен в центральной лаборатории геохимической экспедиции ИМГРЭ.

преимущественно по грубым изгибающимся и пересекающимся трещинкам. Ромбический пироксен (Fs_{45-50}, $f = 0,45-0,55$) в неправильных изометричных зернах, реже встречаются удлиненные (до 3–5 мм) кристаллы. Минерал заметно окрашен и плеохроирует от розовато-бурого до зеленоватого. Характерны тесные срастания с оливином и эмульсионные структуры распада – микровыделения моноклинного пироксена в ромбическом. Местами эмульсионная структура сменяется пластинчатой и решетчатой с одновременным угасанием тонких пластинок клинопироксена. Иногда наблюдается симплектитовое срастание ортопироксена с титаномагнетитом. Более магнезиальный ромбический пироксен (Fs_{27}, $f = 0,25$) отмечен в существенно оливиновых разностях. Моноклинный пироксен ($Wo_{38-43}En_{17-25}Fs_{45-32}$) представлен двумя разновидностями: отдельными относительно крупными зернами (до 3–5 мм) или эмульсионной и пластинчатой вкрапленностью в ромбическом пироксене. В самостоятельных зернах моноклинного пироксена отмечаются обильные пластинчатые и удлиненно-червеобразные выделения ромбического пироксена, возможно, структуры распада. Нередки пластинчатые выделения титаномагнетита, ориентированные по диаллаговой отдельности.

Для большинства описываемых пород характерны прорастания плагиоклаза моноклинным пироксеном, который образует червеобразные, овальные и неправильной формы вростки в плагиоклазе, угасающие одновременно и реже – веерообразно. Плагиоклаз в этих участках обладает облачным погасанием, часто теряет двойниковое строение. Пироксеновые вростки ориентированы параллельно (010) плагиоклаза, но нередко и беспорядочное их расположение. Обильные симплектитовые вростки клинопироксена обычно расположены вблизи крупных кристаллов оливина и гиперстена и их сростков; в этом случае крупные самостоятельные кристаллы клинопироксена в породе отсутствуют.

Керсутит обрастает совместно с биотитом оливин, гиперстен и рудный минерал или образует самостоятельные зерна, срастающиеся с биотитом и титаномагнетитом. Биотит ($f = 0,40$) реакционно обрастает зерна титаномагнетита, реже оливина и пироксена или в виде самостоятельных табличек включен в плагиоклаз. Иногда совместно с керсутитом и титаномагнетитом образует скопления зерен до 3–5 мм в диаметре. Плеохроирует в красно-бурых тонах. Рудный минерал, количество которого варьирует от 3 до 15%, представлен или мелкими идиоморфными кристаллами, или скоплениями зерен, образующими сидеронитовую структуру. Часто окружен реакционными биотитовыми каймами. Из акцессорных минералов присутствуют пирит, апатит, циркон и рутил.

Химические составы габбро-норитов приведены в табл. 7.

Троктолиты, пироксеновые троктолиты (базитовые породы, цветные минералы в которых представлены почти исключительно оливином) вскрыты в Приекульском массиве и в Айзпутском массиве. В других массивах троктолиты и пироксеновые троктолиты образуют отдельные шлиры и прослои в габбро-норитах.

Это–массивные или неясно полосчатые крупнозернистые, иногда порфировидные породы темного, серовато–зеленого до черного цвета, с габбро–офитовой структурой. Характерно широкое развитие келифитовых каемок, приводящее к появлению друзитовых структур.

Плагиоклаз имеет тот же состав (An_{50-55}), что и в других основных породах, только в очень редких случаях отмечается перезкая зональность с разницей состава ядра и внешней зоны в несколько процентов An. Форма зерен изометричная и таблитчатая, изредка встречаются удлиненно–призматические кристаллы, изогнутые и как бы раздвинутые разрастающимися кристаллами оливина. Оливин (Fa_{37}; f = 0,40) в троктолитах образует скопления зерен диаметром до 3–5 мм, в шлифе имеет слабую зеленовато–серую окраску, как правило, свежий. Вокруг зерен оливина наблюдаются келифитовые каймы, состоящие из пироксена или биотита и тремолит–гранат–плагиоклазового симплектита. Особенно широки каймы волокнистого амфибола и граната. В этих случаях породы приобретают друзитовую структуру. Ромбический пироксен (Fs_{25}; f = 0,25), кроме келитовых кайм, образует изредка самостоятельные кристаллы. Пироксен келифитовых кайм более железистый (f = 0,43). Нередки структуры прорастания ромбического пироксена отдельными выделениями рудного минерала. Моноклинный пироксен изредка образует каймы вокруг оливина. Еще реже наблюдаются его самостоятельные кристаллы, находящиеся в срастании с оливином.

Амфибол, представленный красно–коричневым керсутитом, встречается редко, образуя широкие каймы около рудного минерала на границе с плагиоклазом, реже на границе с оливином. Биотит (f = 0,40) чаще всего встречается в виде кайм вокруг титаномагнетита, реже оливина. Кроме того, образует крупные кристаллы, глубоко вдающиеся в оливин с замещением последнего. Плеохроирует в красно–коричневых тонах. Из других минералов встречается рудный минерал, часто окруженный келифитовыми каймами, и апатит.

Химические составы троктолитов приведены в табл. 8.

Плагиоклазовые перидотиты представляют собой плотные, почти черные породы массивной текстуры. Подобного рода образования вскрыты одной из скважин в Приекульском массиве. Контакт их с вмещающими оливиновыми габбро–норитами довольно резкий. Структура перидотитов панидиоморфнозернистая.

Оливин (Fa_{38}) является главным породообразующим минералом, его количество достигает 70% и более, окрашен в серовато–зеленый цвет, зерна часто разбиты грубыми трещинами, выполненными иддингситоподобным минералом, серпентином и магнетитом. Широко развиты келифитовые каймы, часто сложного строения. Моноклинный и ромбический (Fs_{30}) пироксены присутствуют в незначительном количестве. Оптические константы последнего Ng = 1,696; Np = 1,685; f = 0,25 указывают на состав бронзита Fs_{30}.

Количество плагиоклаза в перидотитах обычно не превышает 20–25%, а состав его (An_{50-54}) не отличается от состава плагиоклаза других групп пород. Часто образует деформированные (изогнутые) удлиненно–

Результаты химических анализов габбро-норитов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	45,54	43,26	43,64	50,62	49,24	46,84	43,62	43,90	43,16	44,54	44,68	50,82	51,48	49,76	50,28	50,16	48,96	49,80	47,46	48,52	49,14
TiO_2	0,68	0,73	0,70	0,55	0,22	0,79	3,15	3,20	3,24	1,91	3,09	0,23	0,51	0,09	0,31	0,36	0,18	0,24	0,28	0,41	0,91
Al_2O_3	19,21	14,89	14,99	21,90	20,52	18,44	17,00	16,10	15,40	16,61	12,48	23,05	28,20	21,43	22,12	20,70	20,34	21,00	20,85	22,11	15,19
Fe_2O_3	1,25	9,36	9,41	1,48	2,12	1,06	5,00	5,20	7,48	5,07	4,50	1,22	0,41	Нет	1,04	1,05	1,25	1,15	1,05	1,79	2,31
FeO	12,88	8,89	8,84	7,00	8,40	12,38	10,80	10,40	11,50	11,50	14,60	5,08	2,91	8,74	7,10	4,95	8,47	8,00	10,81	8,48	11,57
MnO	–	–	–	0,11	–	0,20	0,18	0,21	0,10	0,10	0,10	–	0,05	–	0,09	0,07	–	0,13	0,14	0,11	0,10
MgO	9,79	10,54	10,60	5,00	5,76	9,17	5,00	5,28	5,44	6,60	8,82	4,63	2,14	6,89	6,27	4,94	7,45	6,63	8,34	6,55	4,44
CaO	7,53	5,45	5,64	8,72	8,40	7,61	8,51	8,72	7,82	8,63	7,13	9,58	10,49	8,35	8,62	12,70	8,52	7,50	7,81	9,79	9,38
Na_2O	2,01	1,58	1,47	3,88	3,33	2,08	3,47	3,24	2,44	2,44	2,35	3,62	3,28	3,65	3,58	3,43	3,33	3,78	2,71	2,16	4,41
K_2O	0,54	0,47	0,47	0,40	0,51	0,38	0,67	0,76	0,96	0,56	0,51	0,36	0,24	0,45	0,47	0,47	0,41	0,47	0,17	0,12	0,79
P_2O_5	0,08	Нет	Нет	0,44	–	0,12	1,33	1,56	0,73	1,14	1,05	–	0,003		0,09	0,05		0,08	0,009	0,001	
H_2O^-	0,13	2,22	2,39	–	–	0,13	0,63	0,80	0,12	0,10	0,18	–	0,02		0,40	1,24			0,25	0,10	
H_2O^+	0,09	0,33	0,45	–	–	–							0,13						0,19	0,24	
CO_2	0,60	1,70	1,60	–	–	–	–	–					0,10						Нет	Нет	
П.п.п.				0,01	0,47	–	0,08	0,09	1,00			0,44	0,32	Нет	Сл.	0,02	0,10	Сл.	"	0,14	0,78
Сумма	100,33	99,42	100,20	100,11	98,97	99,20	99,44	99,46	99,39	99,20	99,40	99,03	100,28	99,36	100,37	100,14	99,01	98,78	100,06	100,52	99,02
Ne	–	–		–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4,6	–	–	–	–	10,1
Or	3,0	3,0	3,0	2,2	2,8	2,2	3,7	4,7	4,5	3,2	2,8	2,0	1,3	2,7	2,5	2,7	2,1	2,5	1,0	0,5	5,2
Ab	17,8	15,8	24,0	34,5	30,3	19,0	32,2	30,3	23,3	22,5	21,8	32,5	29,2	34,7	31,5	23,0	29,8	33,8	22,3	19,2	23,5
An	36,7	26,3	21,8	41,0	39,2	37,2	30,2	28,2	29,8	34,5	23,0	45,3	51,5	42,3	41,0	43,3	38,3	37,3	38,5	48,6	19,7
RP	17,6	39,3	27,4	8,4	11,9	19,6	2,5	7,6	19,3	16,5	26,8	11,0	5,6	13,9	10,8	–	6,7	10,0	24,4	25,6	–
MP	–	2,6	6,6	0,8	2,6	–	4,6	5,6	5,4	3,8	5,6	1,8		1,8	–	20,2	3,4	–	–	–	21,8
Cl	19,2	–	5,6	10,5	10,7	18,0	14,2	10,1	3,0	9,3	8,6	6,0		4,4	11,6	4,3	18,1	14,0	9,1	2,7	15,8
Mt	1,2	10,7	10,6	1,5	2,1	1,1	5,4	5,7	8,4	5,4	4,9	1,2	0,5	–	1,1	1,2	1,2	1,2	1,0	1,8	2,4
Hm	1,0	1,0	1,0	0,8	0,4	1,0	4,6	4,6	4,8	2,8	4,4	0,4	0,6	0,2	0,4	0,6	0,4	0,4	0,4	0,5	1,2
Ap	0,3	–	–	0,3	–	0,3	2,6	3,2	1,5	2,3	2,1	–	–	–	0,3	0,1	–	0,3	–	0,1	0,3
Sp	3,2	–	–	–	–	1,6	–	–	–	–	–	–	5,7	–	0,8	–	–	1,5	3,3	1,0	–
Q	–	1,3		–	–				–	–	–	–	5,6	–	–	–		–	–	–	–

Анализы 1, 2, 3, 6, 9, 10, 11, 13, 19, 20 – выполнены в центральной лаборатории Латвийского ГУ; анализы 4, 7, 8, 15, 16, 18 – выполнены в центральной лаборатории геохимической экспедиции ИМГРЭ; анализы 5, 12, 14, 17, 21 – выполнены в Рижском политехническом институте.

1-3 – скв. 10-Циецере; 4-6 – скв. 13-Межвагари; 7-11 скв. 19-Вилцини; 12-13 – скв. П-12-Приекуле; 14-15 – скв. П-16-Приекуле; 16-17 – скв. П-25-Приекуле; 18-19 – скв. П-19-Приекуле; 20 – скв. П-15-Айстере; 21 – скв. 39-Айзпуте

Таблица 8

Результаты химических анализов троктолитов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса

Компоненты	1	2	3
SiO_2	48,60	47,28	48,56
TiO_2	0,18	1,15	0,27
Al_2O_3	20,25	20,18	19,60
Fe_2O_3	0,80	1,98	0,45
FeO	9,20	10,31	10,12
MnO	0,13	–	–
MgO	8,53	4,78	8,33
CaO	8,00	8,02	7,76
Na_2O	3,30	3,51	3,61
K_2O	0,40	1,46	0,45
P_2O_5	0,06	–	–
H_2O^-	0,58	–	–
H_2O^+	–	–	–
П.п.п.	Сл.	0,50	Нет
Сумма	100,03	99,17	99,15
Ne		0,8	1,4
Or	2,2	8,8	3,5
Ab	29,0	30,3	29,9
An	39,0	33,8	34,0
RP	2,8	–	–
MP	–	2,2	3,4
Ol	25,9	19,1	26,8
Mt		2,0	0,5
Ilm	0,2	1,6	0,4
Ap	0,1	1,4	–

1 – скв. 8-Стури; 2 – скв. 19-Вилцини; 3 – скв. П-19-Приекуле.

Анализ 1 – выполнен в центральной лаборатории геохимической экспедиции ИМГРЭ; анализы 2-3 – выполнены в Рижском политехническом институте.

призматические кристаллы, представляющие собой как бы лейкократовые линзочки среди оливиновой ткани пород. Рудный минерал более или менее равномерно распределен в породе.

Химические составы перидотитов приведены в табл. 9.

Таблица 9

Результаты химических анализов перидотитов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	37,74	35,77	33,20	35,50
TiO_2	1,40	0,38	1,61	0,99
Al_2O_3	6,80	1,50	7,05	1,89
Fe_2O_3	5,80	22,12	10,00	8,74
FeO	23,00	14,23	23,50	27,44
MnO	0,47	0,06	–	0,46
MgO	18,30	17,72	20,98	21,58
CaO	2,80	1,95	2,70	2,56
Na_2O	1,40	0,30	0,74	0,70
K_2O	0,10	0,50	0,11	Нет
P_2O_5	0,11	0,15	–	0,003
H_2O^-	1,62	5,13	–	0,34
H_2O^+				0,44
CO_2	–	–	–	Нет
П.п.п.	Сл.	Сл.	Нет	"
Сумма	99,54	99,81	99,89	100,64
Or	0,5	3,0	0,7	–
Ab	13,3	3,0	7,0	6,3
An	12,5	1,7	14,0	2,3
RP	7,5	60,6	0,9	5,2
MP	1,0	6,4	–	8,8
Ol	56,7	–	64,2	60,6
Mt	6,2	23,8	10,2	9,4
Ilm	2,0	0,6	2,2	1,4
Ap	0,3	0,3	–	–
Q	–	0,8	–	–

1 – скв. П-19-Приекуле; 2-4 – скв. П-19-Приекуле.

Анализы 1-2 – выполнены в центральной лаборатории геохимической экспедиции ИМГРЭ; анализ 3 – выполнен в Рижском политехническом институте; анализ 4 – выполнен в центральной химической лаборатории Латвийского ГУ.

ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЛАТВИЙСКОГО ГАББРО-НОРИТ-АНОРТОЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Набор главных минералов в породах габбро-норит-анортозитового комплекса Латвии ничем не отличается от набора породообразующих минералов классических массивов габбро-норит-анортозитов (Украина, Скандинавия, Северная Америка и т.д.). Однако химический состав этих минералов и их структурные особенности указывают на некоторую специфику в условиях их образования.

Плагиоклаз

Плагиоклаз является главным минералом всех разновидностей пород габбро-норит-анортозитового комплекса, за исключением перидотитов. Как уже отмечалось, им почти нацело сложены анортозиты, а в габбро-норитах содержание его опускается до 40%. Оптические константы и состав плагиоклазов в различных типах пород комплекса приведены в табл. 10.

Размер зерен плагиоклаза различен. В мономинеральных разностях анортозитов отдельные кристаллы его достигают нескольких сантиметров, в то время как в габбро-норитах наиболее обычны зерна плагиоклаза 0,3-1 мм в диаметре. Некоторые порфировые вкрапленники плагиоклаза достигают 5-7 мм в длину и 1,5 - 3 мм в поперечнике. Обычны полисинтетические двойники, зональность наблюдается крайне редко, чаще всего в гранитизированных разностях.

Наиболее типичны изометричные зерна, крупные зерна имеют отчетливые кристаллографические грани, иззубренные с торцов.

Для плагиоклазов анортозитов и габбро-норитов очень характерна насыщенность тончайшими пылевидными включениями, иногда придающими плагиоклазу "облачный" вид. При большом увеличении иногда удается установить тонкопластинчатую природу микровключений и местами их закономерную ориентировку. Эти скопления рассеяны неравномерно; варьирует их плотность, иногда наблюдается сгущение частиц во внутренних частях зерна. Судя по оптическим свойствам, состав включений железистый (магнетит, гематит, титаномагнетит). Замутнение плагиоклаза рудным компонентом характерно и для анортозитов Украины и хр. Джугджур. В последних ирризация плагиоклазов объясняется (Ленников, 1968) присутствием в них большого количества включений гематита и рутила. В латвийских анортозитах действительно как будто бы подтверждается закономерность - наиболее ирризирующие плагиоклазы наиболее насыщены посторонними включениями.

Таблица 10

Оптические константы и составы плагиоклазов в породах габбро-норит-анортозитового комплекса Западной Латвии[x]

Горная порода	Скважина	Номер шлифа	Координаты Ng	Nm	Np	Двойниковая ось	+2V	An, %	Примечание
	5-Блидене	116/5	31	43	76	⊥(010)	83	56	Мелкий кристалл
			28	66	77	⊥(010)	84	53	Крупный кристалл
		120/5	30,5	65	74	⊥(010)	82	58	Мелкий кристалл
			30	64	77	⊥(010)	83	55	Крупный кристалл
		145/5	29	64	79	⊥(010)	82	52	- " - - " -
	8-Стури	11/8	32	66	70	⊥(010)	82	62	Мелкий кристалл
			30	66	73	⊥(010)		58	
			29	65	77	⊥(010)	80	53	Крупный кристал
			40	60	66	⊥(010)	70	75	Участок кристалла вокруг включений кварца
			30	63	78	⊥(010)	78	53	Крупный кристалл, включающий кварц
		15/8	31	62	78	⊥(010)	72	55	Ядро мелкого кристалла
			40	60	66	⊥(010)	-	76	Кайма мелкого кристалла
	9-Куйли	45д/9	29	64	79	⊥(010)	76	52	Крупный кристалл
			34	62	73	⊥(010)	82	60	Мелкий кристалл
		45е/9	28	66	77	⊥(010)	72	53	Крупный кристалл
	10-Циецере	26а/10	30	66	66	⊥(010)	79	54	- " - - " -
		27/10	30	65	75	⊥(010)	78	56	- " - - " -
Анортозиты		28/10	31	62	78	⊥(010)	80	55	- " - - " -
			30	64	77	⊥(010)	79	55	Мелкий кристалл
			35	60	74	[010]		55	
	'52-Кандава	153/52	29	64	79	⊥(010)	82	52	Ядро. Пятнистый кристалл
			26	66	82	⊥(010)	80	48	Кайма " "
		154/52	26	67	79	⊥(010)	80	50	Крупный кристалл
		156/52	28	65	79	⊥(010)	82	51	- " - - " -
			29	66	76	⊥(010)	80	54	Мелкий кристалл
	13-Межвагари	127/13	29	65	77	⊥(010)	76	53	Незональный кристалл
			33	61	76	⊥[010]		52	
			35	61	72	⊥(010)	78	62	Ядро
			33	61	78	⊥(010)		57	Зона
			29	62	82	⊥(010)	80	49	Кайма

[x] Все оптические измерения плагиоклазов на федоровском столике производились по полюсам двойниковой оси и спайности. Результат отличался на 1-2 номера плагиоклаза.

Таблица 10 (продолжение)

Горная порода	Скважина	Номер шлифа	Координаты Ng	Nm	Np	Двойниковая ось	+2V	An, %	Примечание
Анортозиты	П-11-Прикуле	4-Б/П-11	25	68	79	⊥(010)	80	49	Крупный кристалл
			28	67	76	⊥(010)	83	54	Мелкий кристалл
		5-Б/П-11	25	68	78	⊥(010)	82	50	Крупный кристалл
		8-Б/П-11	29	66	76	⊥(010)	78	54	Мелкий кристалл
	П-12-Прикуле	8-Б/П-12	26	68	77	⊥(010)	78	61	Крупный кристалл
			29	64	79	⊥(010)	83	52	Мелкий кристалл
		7-Б/П-12	30	66	77	⊥(010)	86	54	– " – – " –
		10-Б/П-12	28	66	77	⊥(010)	82	53	Крупный кристалл
			31	61	80	⊥(010)	81	52	– " – – " –
			25	66	83	⊥(010)	78	46	Кайма крупного кристалла
	П-25-Прикуле	5-Б/П-25	26	66	80	⊥(010)	80	50	Крупный кристалл
			29	64	78	⊥(010)	78	52	Крупный кристалл, ядро
	П-15-Дурбе	209/П-15	31	61	80	⊥(010)	79	52	Крупный кристалл
		210/П-15	28	65	80	⊥(010)	82	50	– " – – " –
		212/П-15	28	65	79	⊥(010)	81	51	– " – – " –
			29	65	77	⊥(010)	85	53	Мелкий кристалл
	39-Айзпуте	224/39	30	63	78	⊥(010)	81	53	Крупный кристалл
			29	65	77	⊥(010)	78	53	Мелкий кристалл
Габбронорит-анортозиты	13-Межвагари	127П/13	33	63	73	⊥(010)	76	60	Ядро
			28	66	77	⊥(010)	78	53	Зона
			25	67	81	⊥(010)	82	48	Кайма
	39-Айзпуте	218/39	28	67	75	⊥(010)	80	54	Крупный кристалл
	П-11-Прикуле	13-Б/П-11	30	60	77	⊥(010)	83	55	Мелкий кристалл
			26	66	82	⊥(010)	80	48	Зона мелкого кристалла
	П-16-Прикуле	2-Б/П-16	29	64	79	⊥(010)	82	52	Ядро крупного кристалла
			23	69	82	⊥(010)	79	45	Кайма крупного кристалла
			28	67	76	⊥(010)	80	54	Мелкий кристалл
	П-19-Прикуле	10-Б/П-19	28	65	78	⊥(010)	81	53	Крупный кристалл
		15-Б/П-19	28,5	66	76	⊥(010)	83	54	Мелкий кристалл

Таблица 10 (окончание)

Горная порода	Скважина	Номер шлифа	Координаты Ng	Nm	Np	Двойниковая ось	+2V	An, %	Примечание
Габбро-норит	13-Межва-гари	1273/13	28	67	75	⊥(010)	77	54	Незональный кристалл
			33	61	76	[010]	80	52	- " - - " -
		127т/13	30	63	78	⊥(010)	81	53	- " - - " -
			29	65	77	⊥(010)	80	54	- " - - " -
	19-Вил-цини	713/19	26	68	77	⊥(010)	80	51	- " - - " -
		71г/19	28	65	79	⊥(010)	81	51	Ядро
			24	68	82	⊥(010)	80	46	Зона I
			20	71	84	⊥(010)	78	41	Зона II
			23	69	81	⊥(010)	79	45	Кайма
	43-Айзпу-те	116/43	28	66	77	⊥(010)	83	53	Крупный кристалл
		117/43	29	65	77	⊥(010)	80	53	- " - - " -
		117а/43	30	64	77	⊥(010)	79	55	Мелкий кристалл
	П-16-Прие-куле	6-Б/П-26	26	67	79	⊥(010)	82	50	Крупный кристалл
			29	64	78	⊥(010)	80	52	- " - - " -
	13-Межва-гари	127ж/13	31	61	80	⊥(010)	78	52	Незональный кристалл
			33	60	78	[010]		50	- " - - " -
	П-25-Прие-куле	10-Б/П-25	27	65	80	⊥(010)	81	50	Крупный кристалл
			25	68	79	⊥(010)	80	49	- " - - " -
			29	65	76	⊥(010)	84	55	Мелкий кристалл
	П-19-Прие-куле	16-Б/П-19	27	66	79	⊥(010)	82	50	Крупный кристалл
Перидотит	П-19-Прие-куле	9-Б/П-19	29	64	79	(010)	80	52	- " - - " -

Присутствие такого количества рудной пыли в плагиоклазе, возможно, связано с процессами распада первично гомогенного плагиоклаза при понижении температуры, поскольку гомогенные плагиоклазы эффузивов содержат в твердом растворе примесь железа, а возможно, и других компонентов. С другой стороны, не исключено (во всяком случае для части этих включений) их образование в результате диффузионных процессов за счет привноса или перераспределения вещества из прилегающих зерен пироксена или ильменита. Интенсивность этих диффузионных процессов, вероятно, возрастает с повышением температуры, т.е. в случае повторного разогрева породы (Poldervaart и др., 1954).

Однако согласно современным представлениям, ирризация плагиоклаза связана с субрентгеновским чередованием в кристаллах плагиоклаза зон разной основности. Именно для средних номеров плагиоклазов (An_{25-75}) характерна промежуточная (между структурой альбита и анортита) структура и предполагается, что она представляет собой правильное чередование богатых натрием и богатых кальцием областей, что обусловливает дифракционные эффекты на рентгенограммах (Bown, Gay, 1958).

Ясно, что зональные плагиоклазы отмечаются довольно редко. Однако в полированных образцах и их ровных сколах крупные ирризирующие кристаллы плагиоклаза обладают резко зональной ирризацией. Причем эта зональность соответствует кристаллическим граням плагиоклаза, даже если само зерно обладает ксеноморфными очертаниями.

Состав плагиоклаза очень постоянен и колеблется в пределах $An_{48}-An_{55}$. Приведенная на фиг. 5 диаграмма показывает, что главная часть всех замеренных плагиоклазов имеет именно эту основность. Иногда каймы зональных кристаллов имеют состав An_{65-75} (табл. 10). Резко преобладает альбитовый закон двойникования, что очень характерно для всех анортозитов мира (Дир и др., 1966), изредка отмечаются периклиновые двойники. Чаще всего мелкие кристаллы в анортозитах обладают несколько большей основностью по сравнению с крупными зернами. Основность плагиоклаза повышается в участках, содержащих кварц, что уже отмечалось при петрографическом описании пород.

Химические составы чисто отобранных плагиоклазов из анортозитов Латвии приведены в табл. 11. Их состав почти ничем не отличается от составов плагиоклазов других анортозитовых массивов, что еще раз подтверждает удивительное постоянство составов плагиоклазов для большинства анортозитов земного шара в пределах An_{50-55}. Исключение составляют некоторые массивы, в которых основность плагиоклаза колеблется в более широких пределах. Так, состав плагиоклаза в анортозитах массива Адирондак колеблется от An_{38} до An_{50} (Buddington, 1939), в анортозитах Берген-Арк – от An_{30} до An_{52} (Kolderup, Kolderup, 1940), а в массиве Ахвенисто – от An_{53} до An_{58} (Savolahti, 1956). Некоторые анортозитовые массивы западной Гренландии обладает несколько большим содержанием кальция по сравнению с обычным его содержанием в крупных анортозитовых массивах. Так, в массиве Буксе-фьорд (Sørensen, 1955) состав плагиоклаза колеблется в пределах An_{70-80}. Примерно такой же состав плагиоклаза характерен для анортозитовых слоев дифференцированных габбро-анортозитовых массивов (Богатиков, 1966; Лебедев, 1965). Однако, как уже говорилось, для подавляющего большинства анортозитовых массивов характерны именно средние номера плагиоклазов, что безусловно является отражением сходных физико-химических условий их образования.

Таблица 11

Химические составы плагиоклазов анортозитов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса и некоторых других массивов (вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	55,39	55,05	54,96	52,88	53,19	54,28	54,01
TiO_2	0,21	0,08	0,25	0,07	0,15	–	0,05
Al_2O_3	27,66	27,98	25,91	27,40	29,44	28,28	29,28
Fe_2O_3	0,28	0,16	2,08	0,10	0,43	0,97	0,05
FeO	0,16	0,28	0,28	0,36	0,60	–	0,10
MnO	–	0,01	Сл.	Сл.	–	–	
MgO	0,20	0,35	1,16	1,26	0,37	–	0,02
CaO	11,01	10,96	10,36	11,64	11,16	11,27	11,09
Na_2O	4,76	4,64	4,54	4,63	4,04	4,85	4,77
K_2O	0,49	0,54	0,65	0,57	0,56	0,41	0,42
Ba	–	–	–	–	–	–	0,02
Sr	–	–	–	–	–	–	0,08
H_2O^+	0,05	0,04	0,34	0,32	–	–	0,25
H_2O^-					–	–	0,00
Сумма	100,21	100,09	100,53	99,23	99,94	100,06	100,14
Ab	42,6	42,1	38,8	40,1	42,8	42,7	42,3
An	54,6	54,8	57,3	59,9	56,2	54,9	55,2
Or	2,8	3,1	3,9	1,0	1,0	2,4	2,5

1 – плагиоклаз из анортозита Латвии, скв. 5-Блидене, химическая лаборатория Рижского политехнического института; 2 – плагиоклаз из анортозита Латвии, скв. П-12, химическая лаборатория Рижского политехнического института; 3 – плагиоклаз из анортозита Новомиргородского массива, Украина (Кононов, 1956); 4 – плагиоклаз из норита Городищенского массива, Украина. Присутствует P_2O_5 – 1,03%, SO_3 – 0,12% (Кононов, 1956); 5 – мономинеральный анортозит Джугджурского массива (Ленников, 1968); 6 – черный лабрадор, провинция Квебек (Dupare, Gysin, 1926); 7 – лабрадор из анортозита, Тигертон, Висконсин (Emmons, 1953)

Как показали эксперименты Грина (1968), отношение Ab/An в плагиоклазе, кристаллизующемся на линии ликвидуса или вблизи нее, заметно зависит от давления. Как в расплаве состава кварцевого диорита, так и в расплаве состава габбро-анортозита с увеличением давления отношение Ab/An возрастает, а для расплава кварцевого диорита для всего интервала температур при постоянном давлении остается неизменным.

Согласно этому автору, глубина кристаллизации магмы будет определять величину отношения Ab/An в плагиоклазе при некотором заданном валовом составе. Экстраполируя результаты экспериментов на природные образования, Грин пришел к выводу, что анортозитовые комплексы Найн и Эгерсунн образовались в результате парциального плавления или кристаллизационной дифференциации на глубине около 33 км. Имея в виду относительно постоянный и сходный (An_{50-55}) состав плагиоклаза латвийских анортозитов, можно также оценить глубину их кристаллизации порядка 30 км.

Шелочной полевой шпат

Шелочной полевой шпат в породах габбро-норит-анортозитового комплекса присутствует в двух видах: 1) интерстициальные выделения ортоклаза размером до 0,2 мм, иногда совместно с кварцем; 2) антипертитовые вростки в плагиоклазе, содержание которых в зерне плагиоклаза не превышает нескольких процентов.

Шелочной полевой шпат присутствует в породах комплекса далеко не всегда, а максимальное его содержание редко достигает 2-3%.

Судя по оптическим константам (табл. 12), обе выделенные разности шелочного полевого шпата относятся к высокотемпературному неупорядоченному типу.

Принципиально другой вид шелочного полевого шпата (мезопертит) присутствует в мангеритизированных анортозитах. Можно выделить несколько структурных типов мезопертита.

1. Анортоклаз - оптически гомогенный (по крайней мере при увеличениях порядка х500) шелочной полевой шпат. Как правило, этот минерал не дает самостоятельных зерен, а в виде неправильной формы пятен встречается в пертитовом полевом шпате.

2. Криптопертит - оптически неоднородный, при небольших увеличениях обладает характерной "рябью". При увеличениях более 500 видно отчетливое пертитовое строение.

3. Микропертит - наиболее распространенный тип пертитовых образований. Пертитовое строение отчетливо видно уже при небольших увеличениях. Пертитовые вростки имеют вид параллельных волокон толщиной до 0,01 мм. Подсчитать количественно соотношение плагиоклаза и калиевого полевого шпата невозможно из-за тонкости прорастания, однако грубо это отношение можно оценить как 1:1. Именно такое со-

Таблица 12

Оптические константы щелочных полевых шпатов габбро-норит-анортозитового комплекса

Горная порода	Скважина	Номер шлифа	Координаты			Двойниковая ось	2V°	Примечания
			Ng°	Nm°	Np°			
Лабрадориты, габбро-норит-лабрадориты	5-Блидене	120/5	14	84	78	⊥(010)	-60	Интерсертальный анортоклаз
		145/5	84	8	85	⊥(001)	-62	- " -
		- " -	86	6	86	⊥(001)	-56	- " -
		- " -	8	84	85	⊥(010)	-60	Антипертитовые вростки
Лабрадориты, габбро-норит-лабрадориты	8-Стури	11/8	13	87	78	⊥(010)	-56	Антипертитовые вростки
		12/8	14	84	78	⊥(010)	-60	Интерсертальный анортоклаз
		- " -	6	86	86	⊥(010)	-58	Антипертитовые вростки
Габбро-норит-лабрадориты, оливиновые габбро-нориты, троктолиты	13-Межвагари	127П/13	14	84	78	⊥(010)	-68	Интерсертальный анортоклаз
		- " -	3	88	88	⊥(010)	-70	Антипертитовые вростки

отношение полевых шпатов в пертитах характерно для мезопертитов, согласно Кольдерупу (Kolderup, 1903) и Мишо (Michot, 1960).

Частичные химические анализы пертитов из анортозитов Западной Латвии (табл. 13) указывают на их молекулярный состав $Ab_{59-60}Or_{28-31}An_{10-12}$, т.е. состав плагиоклаза отвечает олигоклазу, а не альбиту, как в обычных пертитах. Анализированные пертиты по составу очень близки к калиевому олигоклаз-альбиту, описанному Моунтеном (Mountain, 1925).

Подобные пертиты характерны для ларвикитов Норвегии (Smith, Muir, 1958), где их состав приближается к составу твердого раствора кальций-натрового санидина. Такой же состав пертитов отмечается в некоторых сиенитах габбро-сиенитовых комплексов Восточного Саяна (Богатиков, 1966).

Как указывали многие авторы (Офтедаль, 1952 и др.), различный состав пертитов соответствует различным температурам их образования. Делались попытки оценить температуру кристаллизации пертитов по соотношению эльбитовой и ортоклазовой составляющей в кристалле (Афанасьев, 1951). Если исходить только из этих соотношений, то мезопертиты относятся к наиболее высокотемпературным разностям, кристаллизация которых происходила при температурах выше 950°С. На высокие температуры образования таких пертитов указывает большое содержание в них анортитовой составляющей. Общеизвестно, что растворимость кальция в K–Na-полевых шпатах весьма ограничена и также зависит от температуры. Судя по литературным данным, 1,3% CaO, что соответствует составу An_{10-12}, является почти предельным для щелочных полевых шпатов (Дир и др., 1966). Данные по составу сосуществующих полевых шпатов в мезопертитовых анортозитах, нанесенные на соответствующие диаграммы двуполевошпатовых "термометров" Т. Барта (1962) и И. Д. Рябчикова (1964), указывают также на температуры выше 800°С. Несмотря на ряд упрощений, принятых при построениях таких "термометров", эти данные позволяют отнести пертиты, выявленные в анортозитах Западной Латвии, к наиболее высокотемпературным разновидностям щелочных полевых шпатов.

Таблица 13

Химические и нормативные составы мезопертитов из анортозитов Западной Латвии (вес. %)

№ обр.	CaO	Na_2O	K_2O	Состав
1	1,34	7,23	5,13	$Ab_{60}Or_{28}An_{12}$
2	1,12	6,92	5,36	$Ab_{59}Or_{31}An_{10}$

Ромбические пироксены

Ромбический пироксен является главным фемическим силикатом габбро–норит–анортозитового комплекса пород Западной Латвии. В тех или иных количествах он постоянно присутствует как в анортозитах, так и в более меланократовых разностях – габбро и норитах. Содержание в породах его колеблется от долей до 30%. Преобладают две главные разновидности ромбического пироксена. Во–первых, он образует различных размеров (иногда очень крупные, до 1–2 см) самостоятельные ксеноморфные выделения. Во–вторых, встречается в виде тонких прорастаний с моноклинным пироксеном, образуя с ним пластинчатые, эмульсионные, пятнистые и другие структуры распада (?) твердого раствора. Пластинки авгита, как правило, ориентированы параллельно плоскости (001), что отвечает, согласно Хессу (Hess, 1960), ромбическим пироксенам стиллуотерского типа. Согласно этому автору, образование подобных структур в пироксенах связано с инверсией первичного пижонита, кристаллизовавшегося в глубинных условиях при высоких температурах. В проходящем свете ромбические пироксены обладают заметным плеохроизмом.

Оптические данные, приведенные в табл. 14, указывают на колебания состава ромбического пироксена от Fs_{27} до Fs_{50}. Причем наиболее магнезиальные разности пироксенов характерны для троктолитов и перидотитов. Для остальных пород (кроме троктолитов и перидотитов) железистость ромбических пироксенов меняется слабо, преобладают пироксены с содержанием ферросилитового компонента в пределах 40–50, что позволяет отнести его к группе гиперстена.

Сравнение химизма гиперстена из габбро–норита Западной Латвии (табл. 15) с ромбическими пироксенами из основных пород других регионов указывает, что анализированный пироксен гораздо менее железистый, чем ромбический пироксен из норитов Украинского габбро–анортозитового комплекса, что отвечает общей химической специфике сравниваемых комплексов. Ромбический пироксен из анортозитов Джугджура по содержанию суммарного железа и других компонентов близок к латвийскому.

1. Ромбический пироксен из габбро–норита, скв. 13–Межвагари, Западная Латвия. Аналитики Р.П. Телешова, Л.С. Абрамова (ИГЕМ АН СССР). Кристаллохимическая формула:

$$(Mg_{1,067}Fe^{2+}_{0,720}Fe^{3+}_{0,134}Mn_{0,013}Ca_{0,054}Na_{0,026}K_{0,013}Ti_{0,009})$$
$$(Si_{1,875}Al_{0,104})O_{6,00}.$$

2. Ромбический пироксен из норит–анортозита, скв. 13–Межвагари, Западная Латвия. Аналитик Н.И. Степанова (ИГЕМ АН СССР). Кристаллохимическая формула:

$$(Mg_{1,312}Fe^{2+}_{0,616}Fe^{3+}_{0,031}Mn_{0,015}Ca_{0,085}K_{0,018}Ti_{0,011})$$
$$(Si_{1,900}Al_{0,019})O_{6,00}.$$

Таблица 14

Оптические константы и состав ромбических пироксенов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса

Порода	Скважина	№ обр.	2V°	Ng	Np	Состав
Анортозиты	5-Блидене	132/5	-52	1,723	1,710	Fs_{47}
		134/5	-50	1,723	1,711	Fs_{47}
	10-Циецере	28/10	-52	1,720	1,708	Fs_{45}
		28а/10	-56	1,722	1,710	Fs_{46}
	13-Межвагори	127/3		1,713	1,696	Fs_{37}
		127н/13	-54	1,718		Fs_{41}
	П-11-Приекуле	14п/11		1,725	1,713	Fs_{49}
	П-12-Приекуле	7п/12		1,725	1,713	Fs_{49}
		8п/12		1,729	1,715	Fs_{50}
		9п/12		1,729	1,715	Fs_{50}
Габбро-норит-анортозиты	13-Межвагори	127б/13	-54			Fs_{40}
		127п/13	-50			Fs_{47}
	П-11-Приекуле	4п/11		1,730	1,719	Fs_{50}
	П-16-Приекуле	8п/16	-52	1,721	1,713	Fs_{46}
	39-Айзпуте	224/39	-50	1,721	1,712	Fs_{46}
	43-Айзпуте	117/43	-52	1,725	1,713	Fs_{49}
	19-Вилцини	71д/19	-50	1,722		Fs_{46}
		71ж/19	-50	1,720		Fs_{45}
		71г/19	-51	1,722		Fs_{46}
Габбро-нориты	П-11-Приекуле	11/п-11		1,725	1,713	Fs_{49}
		12/п-11		1,725	1,713	Fs_{49}
	П-16-Приекуле	13/п-16		1,721	1,713	Fs_{45}
		5/п-16	-52-54	1,721	1,713	Fs_{45}
Троктолиты и перидотиты	П-19-Приекуле	11/п-19		1,696	1,685	Fs_{27}
		19/п-19		1,721	1,713	Fs_{45}
	П-25-Приекуле	7/п-25	-78-82	1,701	1,693	Fs_{29}

Таблица 15

Химические анализы ромбических пироксенов из Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса и других массивов (вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	51,15	51,08	46,60	49,16	48,25	51,09	51,51
TiO_2	0,34	0,40	0,52	0,11	0,50	0,49	0,44
Al_2O_3	2,45	1,13	1,58	0,39	1,12	1,93	1,92
Fe_2O_3	4,87	1,13	2,42	2,00	1,55	0,83	1,55
FeO	18,52	19,76	30,36	27,00	29,08	22,89	22,89
MnO	0,42	0,53	0,33	0,57	0,49	0,28	0,23
MgO	19,94	23,65	12,81	16,41	14,32	19,10	18,80
CaO	1,41	2,12	3,22	2,96	3,29	2,78	2,48
Na_2O	0,04	0,016	0,37	0,12	0,15	0,14	0,11
K_2O	0,03	0,038	0,06	Нет	0,14	0,01	0,02
H_2O^-	Не обн.	Не обн.	-	-	-	-	-
H_2O^+	0,30	0,38	1,73	0,79	1,02	0,21	0,36
Сумма	99,47	100,234	100,00	99,51	99,91	99,66	101,31

3. Ромбический пироксен из оливинового норита Городищенского массива, Украина. Кристаллохимическая формула:

$$(Mg_{0,778}Fe^{2+}_{1,040}Fe^{3+}_{0,074}Mn_{0,010}Ca_{0,096}Na_{0,027}K_{0,002}Ti_{0,015})$$
$$(Si_{1,908}Al_{0,079})O_6.$$

4. Ромбический пироксен из норитов Городищенского массива, Украина. Присутствуют P_2O_5 - 0,12; SO_3 - 0,33. Кристаллохимическая формула:

$$(Mg_{0,963}Fe^{2+}_{0,890}Fe^{3+}_{0,056}Mn_{0,019}Ca_{0,125}Na_{0,010})$$
$$(Si_{1,935}Al_{0,019})O_6$$ (Кононов, 1966).

5. Ромбический пироксен из лабрадоритов Новомиргородского массива. Кристаллохимическая формула:

$$(Mg_{0,847}Fe^{2+}_{0,965}Fe^{3+}_{0,045}Mn_{0,017}Ca_{0,141}Na_{0,012}K_{0,007}Ti_{0,011})$$
$$(Si_{1,915}Al_{0,052})O_6$$ (Кононов, 1966).

6. Ромбический пироксен из анортозитов массива Джугджур. Кристаллохимическая формула:

$(Mg_{1,080}Fe^{2+}_{0,727}Fe^{3+}_{0,023}Mn_{0,009}Ca_{0,114}Na_{0,011}Ti_{0,13}Al_{0,022})$
$(Si_{1,935}Al_{0,065})O_6$ (Ленников, 1968)

7. Ромбический пироксен из анортозитов массива Джугджур. Кристаллохимическая формула:

$(Mg_{1,061}Fe^{2+}_{0,711}Fe^{3+}_{0,043}Mn_{0,007}Ca_{0,102}Na_{0,009}Ti_{0,011}$
$Al_{0,042})(Si_{1,955}Al_{0,045})O_6$ (Ленников, 1968).

Содержание CaO в ромбических пироксенах норитов Западной Латвии около 2% (коэффициенты при катионах 0,054 и 0,085); это хорошо согласуется с экспериментальными данными Атласа (Atlas, 1952), который установил, что максимальное количество атомов кальция на 6 атомов кислорода в энстатите составляет 0,115 при 1100°C, 0,050 при 1000°C и 0,030 при 700°C. Содержание CaO более 3% в пироксенах Украинского комплекса, видимо, обязано присутствию в них мелкой вкрапленности моноклинных пироксенов.

Относительно высокое содержание глинозема в анализированных гиперстенах, возможно, указывает на глубинные условия их кристаллизации (в общем случае содержание Al_2O_3 в пироксене увеличивается с давлением), однако более низкие, чем для некоторых метаморфических пород.

Моноклинный пироксен

Моноклинный пироксен встречается наиболее часто в габбро-норитах и габбро, где содержание его достигает 10–15%. Если он присутствует в виде самостоятельных зерен, кристаллы его достигают 2–3 мм в диаметре и обладают ксеноморфной формой. Однако чаще всего моноклинный пироксен присутствует в виде субмикроскопических вростков в ромбическом пироксене.

Моноклинный пироксен во всех типах пород габбро-норит-анортозитового комплекса отличается однообразием формы, а судя по оптическим константам, и состава. Преобладают среднежелезистые разности с колебанием показателей преломления (табл. 16) в пределах Ng = 1,730–1,740; Np = 1,712–1,715. В троктолитах присутствует моноклинный пироксен с меньшей железистостью. Химические составы и кристаллохимические формулы моноклинных пироксенов из габброноритов Западной Латвии приведены в табл. 17. По своим оптическим свойствам и химическому составу основную массу пироксенов можно отнести к авгитам, согласно классификации Хесса (Дир и др., 1966), и только пироксены с большим 2V (>60°) стоят ближе к геденбергитам.

Таблица 16

Оптические константы и состав моноклинных пироксенов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса

Породы	№ скв.	№ обр.	[001]:Ng	2V	Ng	Np	Состав
Анортозиты	5-Блидене	132/5	45	+62	1,738	1,715	$En_{18}Wo_{49}Fs_{33}$
		134/5	47	+58	1,736	1,714	$En_{22}Wo_{44}Fs_{34}$
	8-Стури	15/8	44–45	-56	1,734	1,712	$En_{24}Wo_{43}Fs_{33}$
	10-Циецере	26а	45	+60	1,736	1,714	$En_{20}Wo_{48}Fs_{32}$
		27/10	46	+60	1,736	1,714	$En_{20}Wo_{48}Fs_{32}$
		28/10	48	-58	1,734	1,712	$En_{22}Wo_{44}Fs_{34}$
	13-Межвагари	127/13		+50	1,723	1,692	$En_{41}Wo_{10}Fs_{25}$
	П-11-Приекуле	14/п-11		+56	1,740	1,715	$En_{20}Wo_{40}Fs_{40}$
	П-12-Приекуле	9/п-12	42	+52	1,740	1,715	$En_{21}Wo_{38}Fs_{41}$
Габбро-норит-анортозиты	39-Айзпуте	224/39	42	-52	1,740	1,720	$En_{21}Wo_{38}Fs_{41}$
	43-Айзпуте	117/43	46	+50	1,740	1,715	$En_{22}Wo_{36}Fs_{42}$
	13-Межвагари	127т/13	44	+60	1,734	1,712	$En_{20}Wo_{48}Fs_{32}$
	19-Вилцини	71б/19	43	+56	1,736	1,712	$En_{22}Wo_{42}Fs_{36}$
		71ж/19	45	+50	1,734	1,710	$En_{26}Wo_{38}Fs_{36}$
Габбро-нориты	П-11-Приекуле	6/п-11		-54	1,740	1,715	$En_{20}Wo_{40}Fs_{40}$
		11/п-11		+56	1,740	1,715	$En_{20}Wo_{40}Fs_{40}$
		12/п-11		+56	1,740	1,715	$En_{20}Wo_{40}Fs_{40}$
	П-16-Приекуле	3/п-16	40–45	+56	1,740	1,718	$En_{20}Wo_{40}Fs_{40}$
		5/п-16		+56	1,740	1,718	$En_{20}Wo_{40}Fs_{40}$
Троктолиты	П-25-Приекуле	7/п-25		+50	1,718	1,693	$En_{28}Wo_{51}Fs_{21}$

Моноклинные пироксены из лабрадорита и габбро-норита несколько различны по составу: пироксен из габбро-норита гораздо больше обогащен кальцием и меньше магнием и железом. По содержанию кальция этот пироксен стоит ближе к пироксенам из габбро-норита Ново-Миргородского массива Украины и из габбро-норита Ангашанского массива в Забайкалье. Однако содержание железа в нем ниже, чем в украинском, что соответствует общему химизму габбро-норит-анортозитовых комплексов Западной Латвии и Украины.

Моноклинный пироксен из анортозитов Западной Латвии близок по составу пироксенам из анортозитов Украины и Джунджура, отличаясь от последних несколько пониженным содержанием железа, кальция и более высоким содержанием магния.

В общем случае для моноклинных пироксенов анортозитов содержание $Al_{VI} + Fe^{3+}$ и $Al_{VI} + Al_{IV} + Fe^{3+}$ (по химическим формулам) выше, чем для моноклинных пироксенов из стратифицированных интрузий и базальтов.

Таблица 17

Химические составы моноклинных пироксенов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса и других массивов (вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	50,96	50,67	48,88	46,74	50,12	49,53
TiO_2	0,22	0,70	1,01	1,22	0,65	1,58
Al_2O_3	1,97	1,87	2,60	2,63	2,98	3,03
Fe_2O_3	2,92	5,76	1,09	2,54	1,87	2,76
FeO	8,81	7,84	13,62	16,15	13,30	7,88
MnO	0,37	0,35	0,35	0,38	0,09	0,43
MgO	12,81	15,32	12,14	8,66	14,35	14,57
CaO	20,61	15,92	18,72	19,50	16,88	19,06
Na_2O	0,38	0,25	0,33	0,41	0,22	0,68
K_2O	0,07	0,05	0,09	0,22	0,03	0,08
H_2O^-	Не обн.	Не обн.	0,03	0,09	-	0,43
H_2O^+	0,31	0,70	0,65	0,55	-	0,23
Сумма	99,43	99,43	99,51	99,09	100,49	100,26

1. Моноклинный пироксен из габбро-норита Западной Латвии. Аналитики Р.Л.Телешова, Л.С. Абрамова (ИГЕМ АН СССР). Кристаллохимическая формула:

$(Ca_{0,823}Na_{0,009}K_{0,004})(Mg_{0,824}Fe^{2+}_{0,276}Fe^{3+}_{0,080}Mn_{0,013}Ti_{0,009})(Si_{1,900}Al_{0,080})O_6$.

2. Моноклинный пироксен из габбро-норита Западной Латвии. Аналитики Р.Л. Телешова, Л.С. Абрамова (ИГЕМ АН СССР). Кристаллохимическая формула: $(Ca_{0,641}Na_{0,023})(MgO_{0,861}Fe^{2+}_{0,247}Fe^{3+}_{0,163}Mn_{0,011}Ti_{0.02})(Si_{1.912}Al_{0.081})O_6$.

3. Моноклинный пироксен из габбро-норита Джутджура (Лебников, 1967). Кристаллохимическая формула $(Ca_{0,680}Na_{0,013})(Mg_{0,805}Fe^{2+}_{0,419}Fe^{3+}_{0,054}Mn_{0,002}Ti_{0,020}Al_{0,014})(Si_{1,883}Al_{0,117})O_6$.

4. Моноклинный пироксен, Украина. Аналитик О.П. Острогорская (ИГЕМ АН СССР). Кристаллохимическая формула: $(Ca_{0,831}Na_{0,029}K_{0,010})(Mg_{0,511}Fe^{2+}_{0,537}Fe^{3+}_{0,077}Mn_{0,014}Ti_{0,036})(Si_{1,858}Al_{0,120})O_6$.

5. Моноклинный пироксен, Украина. Аналитик О.П. Острогорская (ИГЕМ АН СССР). Кристаллохимическая формула: $(Ca_{0,774}Na_{0,023}K_{0,005})(Mg_{0,696}Fe^{2+}_{0,437}Fe^{3+}_{0,032}Mn_{0,011}Ti_{0,030}Al_{0,001})(Si_{1,885}Al_{0,115})O_6$.

6. Моноклинный пироксен из норита Ангашанского массива, Забайкалье (Лебедев, 1965). Кристаллохимическая формула: $(Ca_{0,76}Na_{0,07})(Mg_{0,80}Fe^{2+}_{0,24}Fe^{3+}_{0,08}Ti_{0,05}Mn_{0,01})_{1,18}(Si_{1,84}Al_{0,13})O_6$.

Оливин

Оливин – один из главных породообразующих цветных минералов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса. Содержание его резко возрастает от габбро-анортозитов к троктолитам и перидотитам; в последних он почти вытесняет все другие темноцветные минералы. В троктолитах содержание его достигает 35%, а в перидотитах 67%. В габбро и габбро-норитах содержание оливина изменчиво. В одних породах он находится в резко подчиненных количествах по сравнению с пироксеном, в других (скв. Межвагори) – концентрации оливина и пироксенов примерно равны, а в некоторых (скв. Приекуле) – оливин значительно преобладает над всеми другими цветными минералами.

Размер зерен оливина также изменчив – от сантиметров до 0,5 мм и мельче. Наиболее крупные его зерна встречаются в анортозитах, где они, как правило, резко ксеноморфны. Более мелкие кристаллы оливина характерны для габбро и троктолитов, там зерна оливина несут некоторые признаки идиоморфизма.

Обычно кристаллы оливина свежие, без вторичных изменений, лишь изредка в них наблюдается слабая серпентинизация.

Таблица 18

Оптические константы и состав оливинов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса

Породы	№ скважины	№ обр.	2V°	Ng	Np	Состав
Анортозит	13-Межвагори	127/13		1,761	1,722	Fa_{44}
	П-11-Приекуле	14/п-11		1,749	1,715	Fa_{37}
	П-12-Приекуле	7/п-12		1,749	1,715	Fa_{37}
		8/п-12		1,749	1,715	Fa_{37}
		9/п-12		1,749	1,715	Fa_{37}
Габбро-норит-анортозит	13-Межвагори	127э/13	-75			Fa_{12}
	43-Айзпуте	117/43		1,749	1,715	Fa_{37}
Габбро-норит	13-Межвагори	127г/13	-80			Fa_{35}
	19-Вилшини	71е/19	-75			Fa_{42}
		71ж/19	-80			Fa_{35}
	П-11-Приекуле	11п/11		1,744	1,712	Fa_{35}
		12п-11		1,749	1,715	Fa_{37}
	П-16-Приекуле	3/п-16		1,749	1,715	Fa_{37}
		5/п-16		1,749	1,715	Fa_{37}
Троктолит	13-Межвагори	127м/13	-76			Fa_{40}
	П-19-Приекуле	11/п-19		1,744	1,712	Fa_{35}
		19/п-19		1,749	1,716	Fa_{37}
		14/п-19		1,749	1,716	Fa_{37}
	П-25-Приекуле	7/п-25		1,746	1,715	Fa_{36}

Согласно оптическим данным (табл. 18) состав оливина колеблется в пределах Fa_{35}–Fa_{44}, и его следует отнести к гиалосидериту.

Как будто бы не наблюдается резкого изменения состава оливина в зависимости от состава породы, даже в троктолитах оливин имеет состав Fa_{36-40}.

По химизму (табл. 19) оливин из габбро-норита Западной Латвии резко отличается от оливина обычных базальтов, для которых характерны более магнезиальные разности (табл. 19). В этом отношении он

Таблица 19

Химические анализы оливинов Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса и из других массивов (вес. %)

Компоненты	1	2	3
SiO_2	36,00	31,62	38,11
TiO_2	0,10	0,16	Сл.
Al_2O_3	1,36	0,73	0,00
Fe_2O_3	1,01	1,30	0,15
FeO	35,80	51,50	31,48
MnO	0,43	0,67	0,22
MgO	25,28	12,62	30,50
CaO	Не обн.	0,59	0,02
Na_2O	0,006	0,12	–
K_2O	0,013	0,03	–
H_2O^-	Не обн.	0,06	–
H_2O^+			
Сумма	99,999	99,40	100,48

1. Оливин из габбро-норита Латвии. Аналитик Н.И. Степанова (ИГЕМ АН СССР). Кристаллохимическая формула: $[(Fe^{2+}_{0,84}Mg_{1,05}Mn_{0,01}Fe^{3+}_{0,02})_{1,92}(Al_{0,04}Si_{1,0})_{1,04}]O_4$.
2. Оливин из оливинового норита Городищенского массива, Украина. Присутствует $P_2O_5 - 0,45$; $SO_3 - 0,15$. Кристаллохимическая формула: $[(Fe^{2+}_{1,33}Mg_{0,58}Mn_{0,02}Fe^{3+}_{0,003})_{1,96}(Al_{0,02}Si_{0,98})_{1,0}]O_4$ (Кононов, 1966).
3. Оливин из гиперстен-оливинового габбро, Кангердлугсуак, Восточная Гренландия (Deer, Wager, 1939). Кристаллохимическая формула: $[(Fe^{2+}_{0,71}Mg_{1,22}Fe^{3+}_{0,01})_{1,94}(Si_{1,02})]O_4$.

близок железистому оливину из габбро Восточной Гренландии. Однако в оливиновых норитах Городищенского габбро-анортозитового массива Украины содержится еще более железистый оливин (Fa_{69}). Из других элементов следует указать на повышенное содержание в латвийском оливине глинозема.

Fe–Ti–окисные минералы

Рудные минералы в значительном количестве присутствуют только в меланократовых разностях пород габбро-анортозитовой серии, где их содержание достигает 10%. В анортозитах рудные минералы присутствуют в виде единичных зерен.

В отличие от габбро-анортозитового комплекса Украины, где рудная фракция представлена исключительно ильменитом, в латвийских породах присутствует как гомогенный ильменит, так и титаномагнетит с тонкой структурой распада твердого раствора.

В табл. 20 приведены химические и нормативные составы валовой рудной фракции из анортозитов и габбро-норитов Западной Латвии. Пересчитанные на миналы их составы значительно отличаются друг от друга. Если в габбро-норитах наряду с ильменитом преобладает магнетит-ульвёшпинелевая серия твердых растворов (избыток FeO), то в анортозитах рассчитывается свободный магнетит и ильмено-гематитовая серия твердых растворов. Это различие, видимо, объясняется различными составами титаномагнетитов, сосуществующих с ильменитами в габброидах и анортозитах (Богатиков и др., 1971). Как можно видеть из табл. 21, их составы действительно значительно отличаются. Если ильмениты этих двух типов пород близки (избыток TiO_2, возможно, указывает на присутствие псевдобрукитовой серии твердых растворов), то титаномагнетиты из габбро-норитов имеют существенный минал ульвёшпинели, содержат больше ильменита за счет уменьшения содержания свободного магнетита. Эти отличия можно объяснить только различными условиями кристаллизации анортозитов и габбро, главными из которых, согласно Баддингтону и Линдслею (Baddington, Lindsley, 1964), являются температура и парциальное давление кислорода.

Биотит

В некоторых разновидностях габбро-норитов (например, скв. 19, 13) присутствует биотит, правда, в незначительных количествах (до 3%). Чаще всего биотит является реакционным минералом, концентрируясь на стыке зерен рудного минерала и плагиоклаза. В отдельных случаях он замещает гиперстен и моноклинный пироксен.

Биотит представлен относительно густоокрашенной разностью средней железистости ($Ng \sim Nm = 1{,}634 - 1{,}646$). Измерения на федоровском столике указывают на отклонение его от одноосности до 10–12%.

Химический состав биотита Западной Латвии, выполненный в лаборатории ИГЕМ АН СССР, указывает на повышенное содержание в нем

Таблица 20

Химические и нормативные составы рудной фракции из базитов Западной Латвии (вес. %)

Компоненты	1	2	3
TiO_2	28,59	19,19	22,57
Fe_2O_3	32,13	32,50	26,10
FeO	33,95	30,77	39,01
Сумма	89,67	82,46	87,68
FeO, Fe_2O_3	42	46	38
$2FeO, TiO_2$	-	-	35
FeO, TiO_2	55	50	27
TiO_2	3	4	-

1. Рудная фракция из анортозита, скв. Р-15; 2. Рудная фракция из анортозита, скв. Р-43; 3. Рудная фракция из норита, скв. Р-19. Аналитик Н.И.Степанова (ИГЕМ АН СССР).

Таблица 21

Химические и нормативные составы титаномагнетита и ильменита из базитов Западной Латвии

Компоненты	Титаномагнетит	Ильменит	Титаномагнетит	Ильменит
	1		2	
TiO_2	9,82	51,36	15,49	50,17
Fe_2O_3	53,89	10,03	47,31	6,61
FeO	28,55	35,70	33,41	39,56
Сумма	92,26	97,09	96,21	96,34
FeO, Fe_2O_3	79	-	53	
$2FeO, TiO_2$	-	-	9	
FeO, TiO_2	14	83	38	90
TiO_2	7	12	-	6
Fe_2O_3	-	5	-	4

1. Титаномагнетит и ильменит из анортозита, скв. 52-Кандова; 2. Титаномагнетит и ильменит из норит-анортозита, скв. 13-Межвагари. Аналитик Н.И. Степанова (ИГЕМ АН СССР).

Таблица 22

Химические составы биотитов из габбро-норитов Западной Латвии и некоторых других массивов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	37,94	29,58	35,62	35,60	35,11
TiO_2	4,28	7,14	5,70	6,00	2,14
Al_2O_3	13,25	14,86	11,90	25,88	17,30
Fe_2O_3	3,63	9,89	3,11	8,84	3,32
FeO	12,30	13,62	18,11	3,65	24,59
MnO	0,30	0,20	0,17	0,07	0,03
MgO	16,42	12,46	11,04	6,73	5,45
CaO	Не обн.	0,12	1,41	0,47	0,25
Na_2O	0,13	0,46	0,62	3,69	1,06
K_2O	9,03	7,18	7,65	6,15	7,42
H_2O^-	Не обн.	3,87	0,30	3,51	3,24
H_2O^+	1,72		2,90		0,18
F	0,62	0,28	1,30	–	–
Сумма	99,62	99,66	99,83	100,59	100,09
$F_2=O$	-0,26	-0,12			
Сумма	99,36	99,54			

1. Биотит из габбро-норита Западной Латвии. Аналитики Р.Л. Телешова и Л.С. Абрамова. Кристаллохимическая формула:

$$((H_3O)_{0,13}K_{0,85}Na_{0,02})_{1,0}(Mg_{1,75}Fe^{2+}_{0,75}Mn_{0,02}Ti_{0,24}Fe_{0,05})$$
$$(OH_{1,86}F_{0,14})_{2,0};[(Si_{2,79}Al_{1,06}Fe^{3+}_{0,15})_{4,0}O_{10}]\cdot 0,10\,H_2O.$$

2. Биотит из апатит-титаномагнетитового прослоя в Джугджурских анортозитах (Ленников, 1968). Кристаллохимическая формула:

$$[(H_3O)_{0,23}K_{0,70}Na_{0,06}Ca_{0,01}]_{1,0}(Mg_{1,42}Fe^{2+}_{0,87}Mn_{0,01}Fe^{3+}_{0,17})(OH_{1,94}F_{0,05}$$
$$[(Si_{2,26}Al_{1,34}Fe^{3+}_{0,40})O_{10}]\cdot 0,09\,H_2O.$$

3. Биотит из габбро Кизирского плутона, Восточный Саян (Богатиков, 1966). Кристаллохимическая формула:

$[(Si_{2,83}Al_{1,12}Ti_{0,05})_4O_{10}[(OH)_{0,92}F_{0,32}O_{0,76}]_2[Ca_{0,12}Na_{0,09}K_{0,77}Ba_{0,02}]$
$[Mg_{1,31}Mn_{0,01}Fe^{2+}_{1,21}Fe^{3+}_{0,18}Ti_{0,29}]_3$.

4. Биотит из базальта Монте Колумбаргио, Италия (Deriu, 1954). Приведенная в работе кристаллохимическая формула:

$(Na, K, Ca)_{1,1}(Mg, Fe^{2+}, Li^{3+}, Ti, Al)_{2,4}(OH)_{1,66}[(Al_{1,47}Si_{2,53})_4O_{10}]$.

5. Биотит из микроклинового гранита, Капустино, Украина (Завьялова, 1960). Приведенная в работе кристаллохимическая формула:

$(K_{0,78}Na_{0,16}Ca_{0,01})_{0,93}(Mg_{0,64}Fe^{2+}_{1,61}Fe^{3+}_{0,20}Al_{0,46})_{2,91}$
$(OH_{1,68}O_{3,2})_2[Al_{1,14}Ti_{0,12}Si_{2,74}O_{10}]$.

←

титана (против идеальной формулы), примерно равное отношение железа и магния и высокое содержание калия. Наиболее близок к нему состав биотита из габбро Кизирского массива (Лебедев, Богатиков, 1963), который является, однако, несколько более железистым. От биотита из анортозитов Джугджура анализированный биотит отличается также несколько меньшей железистостью и высоким содержанием калия. Приведенный в табл. 22 для сравнения анализ биотита из базальта Италии характеризуется очень высоким содержанием глинозема и низким содержанием магния. Естественно, что наиболее отличается анализированный биотит от биотита из гранита. Для последнего характерно очень высокое содержание железа и низкое титана.

Однако на диаграмме Хейнрича (Heinrich, 1946) биотит из габброноритов Западной Латвии попадает в поле устойчивости диоритов, а не габбро, что, видимо, указывает на специфические условия его кристаллизации.

Апатит

Апатит является главным акцессорным минералом базитов. Наиболее характерен он для габбро-норитов, где содержание его в некоторых разностях достигает 3–5%.

В габбро-норитах апатит бесцветный или молочно-белый, иногда загрязнен рудной пылью. Форма кристаллов призматическая, встречаются бочонковидные зерна. Нередко отмечаются асимметричные кристаллы с нечеткими гранями. Характерна тесная ассоциация повышенных концентраций апатита с рудными минералами, что типично для базитов вообще (Богатиков, 1968).

Изучение оптических свойств апатитов из габбро-анортозитового комплекса Западной Латвии позволяет отнести их к фтор-апатитам (N_o = 1,635–1,640; N_e = 1,630–1,635.)

Содержание редкоземельных элементов в апатитах Западной Латвии умеренно (табл. 23), а набор их характерен для габброидов из других

Таблица 23

Содержание и расшифровка редких земель
из апатитов основных пород (вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
La	11,2	14,0	11,1	12,2	9,5	2,98
Ce	32,8	33,8	27,4	34,2	15,8	6,82
Pr	6,7	3,7	4,5	7,2	3,16	1,70
Nd	27,5	22,2	23,6	27,2	15,8	8,53
Sm	10,5	8,5	5,3	7,0	4,9	4,95
Gd	6,6	7,3	7,5	5,9	3,95	6,82
Tb + Y	3,0	7,2	12,0	0,4	24,8	52,77
Dy	0,8	2,8	3,5	2,8	0,8	6,99
Ho	0,2	0,1	0,3	0,4	0,63	2,05
Er	0,3	0,2	3,7	0,9	2,05	4,01
Yb	0,2	0,1	0,6	0,5	1,6	2,39

1. Апатит из норит-лабрадорита, скв. 13-Межвагори, Западная Латвия. $\Sigma TR = 0,60\%$. Аналитик В.И. Павлуцкая (ИГЕМ АН СССР).
2. Апатит из норита, скв. 19-Вилшини, Западная Латвия. $\Sigma TR = 0,59\%$. Аналитик В. И. Павлуцкая (ИГЕМ АН СССР).
3. Апатит из косвита Кизирского плутона, Восточного Саяна. $\Sigma TR = 0,25\%$. Аналитик Г.М. Варшал (Богатиков, 1968).
4. Апатит из габбро Волковского массива, Урал. Отмечается присутствие Eu = 1,1; Lu=0,2. Анализ пересчитан без иттрия. $\Sigma TR = 0,16\%$. (Соболев, 1968).
5. Апатит из гранофира траппов Сибирской платформы (Надеждина, 1961).
6. Апатит из гранитного пегматита, Черная Салма, Карелия. $\Sigma TR = 0,75$ вес. % (Васильева, 1968).

регионов. Как видно из табл. 22, преобладают редкие земли цериевой группы, в отличие от иттриевой для апатитов из гранитов или кислых дифференциатов. Относительное содержание других редких земель в апатитах Латвии близко к таковым в апатитах из основных пород Урала, Алтае-Саянской обл. и др. (табл. 23).

Другие акцессорные минералы

О наборе акцессорных минералов, присутствующих в основных породах Западной Латвии, дает представление табл. 24. Как уже отмечалось, главный акцессорный минерал этих пород - апатит. Из других довольно часто присутствуют сульфиды, особенно в габбро-норитах; там же отмечаются заметные количества циркона. Вообще в меланократовых разностях базитов акцессорных минералов несколько больше.

Содержание акцессорных минералов в базитах Западной Латвии (в г на концентрат)

Минерал	1	2	3
Циркон	0,0002	0,004	0,016
Рутил	0,0001	0,032	0,00005
Сфен	0,001	0,00001	0,00001
Лейкоксен	0,0005	0,00001	0,00001
Шеелит	–	0,00001	0,00095
Апатит	0,570	1,907	19,362
Пирит+марказит	0,045	0,130	1,464
Халькопирит	0,0009	0,00001	0,00001
Пирротин	Ед. зн.	–	–
Галенит	0,0003	0,00001	0,001
Гранат	0,00001	–	–
Кальцит	–	0,00001	1,282

1. Анортозит, скв. 52–Кандова. Вес пробы 350 г, вес концентрата 13,28 г.
2. Габбро–анортозит, скв. 13–Межвагори. Вес пробы 624 г, вес концентрата 381,27 г.
3. Меланократовый габбро–норит, скв. 19–Вилцини. Вес пробы 313,0 г, вес концентрата 244,95 г.

Анализ проведен в лаборатории минералогии Центральной геохимической экспедиции ИМГРЭ под руководством Б.А. Гринберг.

Циркон характеризуется хорошо образованными кристаллами призматической, реже копьевидно–призматической формами. Цвет кристаллов варьирует от бесцветного до бледно–розового; призматический циркон отличается зональным распределением окраски кристалла (темно–розовая) и периферии (светло–розовая). Минерал прозрачный, некоторые зерна корродированы по трещинкам отдельности. Размер зерен 0,05 – 0,2 мм.

Рутил присутствует в виде столбчатых или призматических кристаллов красно–бурого или желто–бурого цвета. Призматическая форма богата гранями, поэтому кристаллы рутила в поперечном сечении приобретают псевдоокруглые очертания. В препарате под микроскопом минерал окрашен в светло–бурые тона со слабым плеохроизмом. Уд. вес 4,2. Размер зерен 0,05–0,1 мм.

Сфен – обломки упрощенных кристаллов, вытянутых вдоль ребра. Цвет серовато–желтый. Слабо электромагнитный. Размер зерен 0,1–0,25 мм.

Шеелит – бесцветные зерна неправильной формы. Поверхность матовая, ямчатая. Уд. вес. >4,2. Размер зерен 0,1–0,5 мм.

Пирит+марказит – в виде мелких угловатых осколков латунно-желтого цвета. Излом раковистый. Отдельные зерна слабо лимонитизированы. Присутствует иногда в срастании с цирконом, оливином, плагиоклазом, биотитом. Размер зерен 0,1–0,25 мм.

Халькопирит встречается в виде неправильных угловатых зерен соломенно-желтого цвета с побежалостью. Размер зерен до 0,1 мм.

Галенит – зерна в виде кубов и прямоугольных пластинок свинцово-серого цвета. Размер зерен 0,08–0,15 мм.

Гранат присутствует в виде зерен неправильной формы серо-розового цвета с точечными включениями рудного минерала. $N > 1{,}780$. Размер зерен ~0,2 мм.

Келифитовые каймы

Помимо биотитовых и биотит-амфиболовых оторочек, вокруг титаномагнетитовых зерен имеются сложные по своему строению короны (венцы), окружающие зерна оливина, реже пироксенов. Вокруг оливиновых зерен наблюдаются: ромбический пироксен → моноклинный пироксен → биотит → волокнистый амфибол или амфибол-гранатовый симплектит. Образование таких сложных кайм происходило в результате реакции оливина (пироксена) и плагиоклаза в твердом состоянии, а последовательность кайм (от ромбического пироксена к амфиболу) указывает на снижение T и P и некоторый привнос щелочей, кремнезема и воды в процессе метаморфических преобразований анортозитовых пород. О привносе последних свидетельствует также присутствие в породах небольшого количества калиевого полевого шпата и кварца, обязанных своим появлением, возможно, высокотемпературной гранитизации.

Возникновение келифитовых кайм вокруг оливина и пироксена связано также с воздействием гранитных прожилков. На контакте с последними в анортозитах последовательность нарастающих минералов в сложных каймах такова:

1) Ги + Ав (пластинчатое срастание) → Ги → Ги + Гр + Трем (симплектитовое срастание) → Би → Би + Хл
2) Ги (или Ав) → уралит → Би → Би + Хл
3) Ги (или Ав) → компактный Амф → Би
4) Ги → Би.

Эта последовательность примерно соответствует изменениям пироксенов по мере удаления от контакта. Уже на расстоянии примерно 1–2 см от контакта пироксены замещаются практически только одним биотитом, при этом наряду с развитием биотита по пироксенам наблюдается рост самостоятельных пластинок биотита, нередко в ассоциации с кварцем и особенно калиевым полевым шпатом. В отличие от темно-

окрашенного красно-коричневого биотита анортозитов более поздний метасоматический (в связи с высокотемпературной гранитизацией) биотит обладает светлой коричневато-желтой окраской по Ng, бесцветен по Np; нередко в его окраске появляется зеленоватый оттенок.

Приуроченность сложных келифитовых кайм непосредственно к контакту с дайкой и крупными обособлениями мангеритового гранита (уже на удалении нескольких сантиметров от контакта ромбический пироксен замещается гомоосевыми биотитовыми псевдоморфозами) позволяет связывать в данном конкретном случае возникновение келитовых кайм и появление друзитовой структуры с мангеритизацией (высокотемпературной гранитизацией) анортозитов.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГАББРО-НОРИТ-АНОРТОЗИТОВ ЗАПАДНОЙ ЛАТВИИ

Для общего представления о соотношениях породообразующих минералов в основных породах Западной Латвии на фиг. 9 показаны модальный и нормативный (пересчитанный по П. Ниггли) их составы. Как можно видеть, поля модальных и нормативных составов на треугольных диаграммах почти совпадают. Весьма характерно для изученных пород относительно лейкократовый их состав - преобладают почти мономинеральные анортозиты и габбро-норит-анортозиты; габбро и габбро-нориты также являются по сути лайкократовыми породами, количество темноцветных минералов в них составляет 30-40%. Троктолиты приближаются по составу к мезократовым, и только плагиоклазовые перидотиты являются исключением в сторону меланократовости. В относительно меланократовых разностях из темноцветных силикатов преобладает оливин, в более лейкократовых породах постепенно увеличивается роль пироксенов, а в некоторых разностях анортозитов пироксены - единственные фемические минералы. В базитовой серии пород Западной Латвии безоливиновые габбро и габбро-нориты представляют редкое исключение.

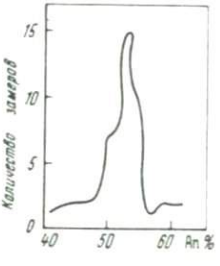
На диаграммах (фиг. 9) для сравнения нанесены составы средних типов основных пород Украинского кристаллического щита (модальные и нормативные) и Адирондака (нормативные). Как можно видеть, для Украинского габбро-норит-анортозитового комплекса более характерны пироксенсодержащие разности, вплоть до меланократовых пироксеновых габбро. В Адирондакском массиве оливин вообще отсутствует. Если исходить из генетической связи всей серии базитов, то можно говорить об оливиновой тенденции дифференциации для основных пород Западной Латвии в отличие от пироксеновой для Украинских массивов и Адирондака (Богатиков, Биркис, 1970).

С общим лейкократовым составом Латвийских базитов согласуется и незначительное содержание в них Fe-Ti -окисных минералов - ильменита и титаномагнетита (не нанесенных на диаграммы). Содержание последних редко достигает 10-12%, обычно колеблясь в пределах 1-3%, даже в габбро-норитах, во многих разностях рудный минерал почти полностью отсутствует.

Имеющиеся (менее обширные) данные о составах Южно-Фенноскандийских анортозитов, их петрохимических особенностях и составе цветных минералов свидетельствуют о том, что Южно-Фенноскандийский габбро-норит-анортозитовый комплекс в указанном выше эволюционном отношении занимает промежуточное положение.

Точно так же промежуточное положение занимает габбро-норит-анортозитовый комплекс Джугджура.

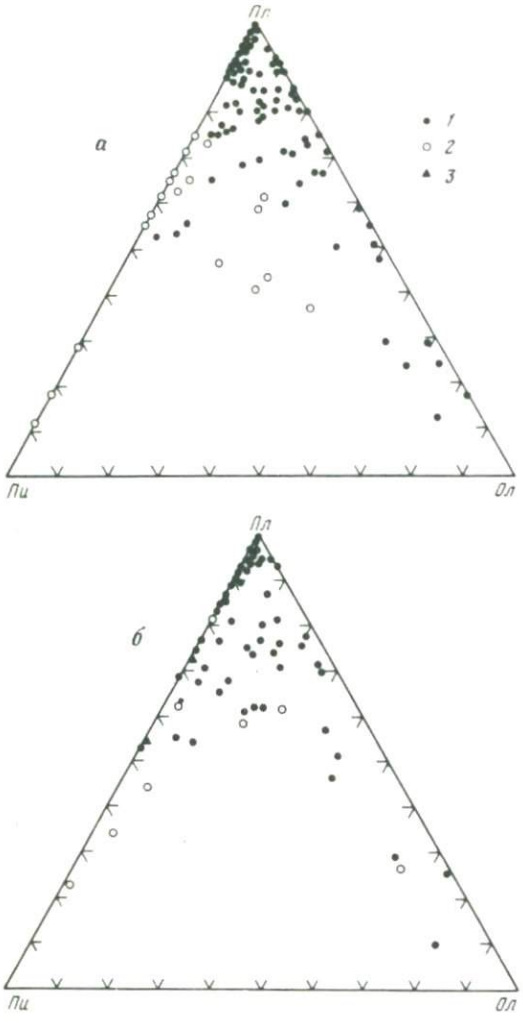
Можно отметить некоторые особенности состава минералов основных пород Западной Латвии. Для всего комплекса пород характерен весьма постоянный состав плагиоклаза в пределах An_{50-55}. Эта особенность, может быть в несколько меньшей степени, проявляется и в анортозитах и габбро-норитах Коростеньского и Ново-Миргородского массивов Украины. Но относительно высокая железистость темноцветных минералов в описанных породах все же гораздо ниже, чем в аналогичных образованиях Украинского кристаллического щита (Кононов, 1966). Состав оливина в Латвийских базитах не превышает Fa_{44}, в то время как в Ново-Миргородском массиве в оливиновых габбро отмечается присутствие оливина Fa_{75-90}. Состав ромбического пироксена колеблется в пределах $Fs_{25}-Fs_{50}$, с резким увеличением железистости от троктолитов к габбро-норитам. Состав моноклинного пироксена изменяется в менее значительных пределах – от $Wo_{40}En_{34}Fs_{25}$ до $Wo_{36}En_{22}Fs_{42}$. Таким образом, наиболее изменчивый по составу минерал в габбро-норит-анортозитовом комплексе Латвии – ромбический пироксен, железистость которого достигает Fs_{50}, но эта величина железистости все же значительно ниже, чем, например, железистость ромбического пироксена в норитах Украины (Fs_{55-60}).



Фиг. 8. Диаграмма частоты встречаемости плагиоклазов различного состава в породах габбро-норит-анортозитового комплекса

Таким образом, в пределах Западного базитового пояса Восточно-Европейской платформы явственно наблюдается некоторая специализация исходных магм Южно-Фенноскандийского, Латвийского и Украинского габбро-норит-анортозитовых комплексов в отношении Fe–Mg-распределения; наиболее обогащены железом породы Украинского комплекса, что отражается в наиболее высокой железистости цветных минералов и обогащенности пород в целом Fe–Ti–окисными минералами по сравнению с породами Южно-Фенноскандийского и особенно Латвийского комплексов.

Имеется весьма мало исследований относительно зависимости составов ортопироксенов от условий их кристаллизации. Экспериментально установлено, что высокие температуры способствуют вхождению Al в структуру ортопироксена (Boyd, England, 1960). Учитывая это, а также то, что магнезиальные ортопироксены в общем более высокотемпературные, нами предпринята попытка выявить закономерность изме-



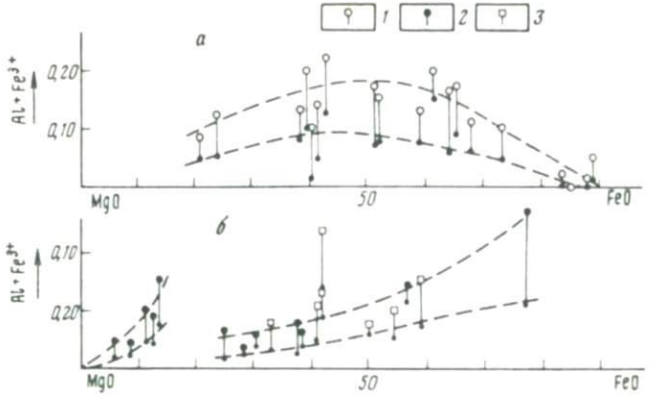
Фиг. 9. Модальный (а) и нормативный (б) составы пород некоторых габбро-норит-анортозитовых комплексов

Пл – плагиоклазы; Пи – пироксены; Ол – оливины; 1 – Западная Латвия; 2 – Украинский кристаллический щит; 3 – Адирондак

нения $Al_{VI} + Fe^{3+}$ и $Al_{IV} + Al_{VI} + Fe^{3+}$ в зависимости от Mg–Fe-соотношения, которые изоморфно замещаются $Al_{VI} + Fe^{3+}$.

На диаграмму $(Al + Fe^{3+})$ – железистость (фиг. 10) нанесены составы магматических и метаморфических ортопироксенов. Использованы оригинальные анализы авторов, а также анализы, приведенные в работе Л.П. Бондаренко (1967) и в сводке по породообразующим минералам (Дир и др., 1965). На диаграмму в зависимости от величины F нанесены сопряженные значения $Al_{VI} + Fe^{3+}$ и $Al_{IV} + Al_{VI} + Fe^{3+}$ ромбических пироксенов магматических и метаморфических пород.

Как следует из диаграммы, наблюдается определенная зависимость между количеством $Al + Fe^{3+}$ и величиной железистости ортопироксенов; в то же время имеются различия между магматическими и метаморфическими (гранулитовой фации) ортопироксенами в отношении вхождения $Al + Fe^{3+}$ в структуру этих минералов. В метаморфических ортопироксенах ($F = 0{,}20–0{,}90$) количество $Al_{VI} + Fe^{3+}$ и $Al_{IV} + Al_{VI} + Fe^{3+}$ возрастает от ортопироксенов с $F = 0{,}20$ к ортопироксенам с $F = 0{,}40–0{,}60$

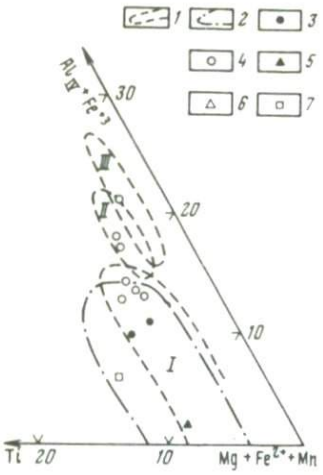


Фиг. 10. Диаграммы $(Al_{VI}+Fe^{3+})$–F и $(Al_{IV}+Al_{VI}+Fe^{3+})$–F составов ромбических пироксенов из метаморфических (а) и магматических (б) пород

1 – составы ромбических пироксенов из гранулитов; 2 – составы ромбических пироксенов из базитов и ультрабазитов; 3 – составы ромбических пироксенов из анортозитов, а – значения $Al_{IV}+Al_{VI}+Fe^{3+}$; б – $Al_{VI}+Fe^{3+}$

и затем вновь понижается вплоть до нуля в наиболее железистых разностях. Магматические ортопироксены существенно отличаются от метаморфических. Похоже, что имеется разрыв между ортопироксенами ультрабазитов (F= 0–0,14) и ортопироксенами базитов и анортозитов (F =0,25–0,78) в отношении $Al + Fe^{3+}$. Кривые $Al_{VI}+Fe^{3+}$ и $Al_{IV}+Al_{VI}+Fe^{3+}$ отражают прогрессивное возрастание этих компонентов в структуре минералов с увеличением железистости минералов, причем наиболее резко эта тенденция выражена в ультрабазитовых магнезиальных ортопироксенах. Характерно, что в ортопироксенах базитов (начиная с F =0,25) Al_{VI} практически отсутствует, тогда как в метаморфических ортопироксенах Al_{VI} содержится всегда, даже если количество $Al_{VI}+Fe^{3+}$ невелико. В магматических ортопироксенах $Fe^{3+} > Al_{IV}$, в метаморфических ромбических пироксенах, напротив, $Fe^{3+} < Al_{IV}$.

В магматических ортопироксенах базитов и анортозитов $Al + Fe^{3+}$ прогрессивно возрастает с увеличением величины F, но в целом медленнее, чем в метаморфических ортопироксенах с такой же железистостью (F от 0,20 до 0,50). В более железистых ортопироксенах базитов $Al + Fe^{3+}$ продолжает возрастать, тогда как в метаморфических, напротив, понижается до нуля (в ортопироксенах с максимальной железистостью).



Фиг. 11. Диаграмма $(Ti) - (Al_{VI} + Fe^{3+}) - (Mg + Fe^{2+} + Mn)$ составов биотитов из магматических пород. Нанесены поля составов метаморфических биотитов согласно Д. А. Великославинскому (1971)

1 – поле составов биотитов гранулитовой фации, давления умеренные; 2 – поля составов биотитов гранулитовой фации (I), силлиманит-альмандин-мусковитовой (II) и андалузит-ставролитальмандиновой (III) субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов, давления низкие. Составы биотитов: 3 – из рапакиви и мангеритовых гранитов Латвии, 4 –из рапакиви Салминского массива, 5 – из анортозитов Латвии, 6 – из анортозитов Джунгжура, 7 – из габбро эпизоны

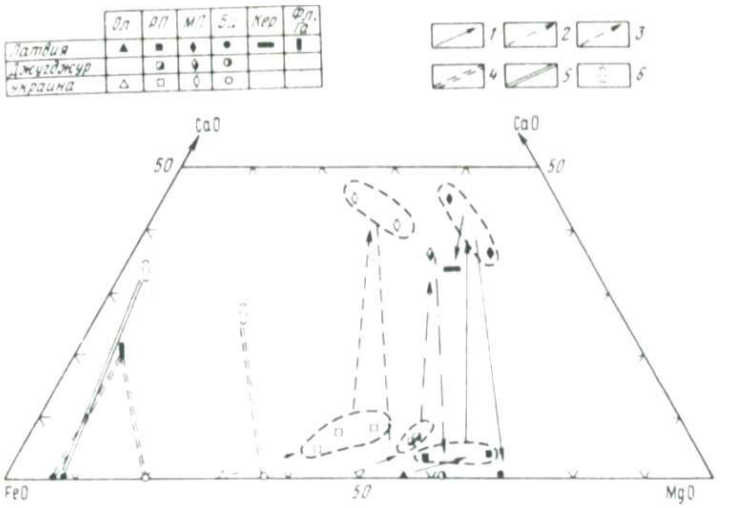
Составы биотитов из анортозитов, пересчитанные по способу В. С. Соболева, показаны на диаграмме составов $(Al_{VI} + Fe^{3+}) - (Mg + Fe^{2+} + Mn) - (Ti)$ с нанесенными на нее, по Д. А. Великославинскому (1971) полями составов биотитов гранулитовой и амфиболитовой фаций (давление умеренное) (фиг. 11). Здесь же показаны составы биотитов из габбро эпизоны (Лебедев, Богатиков, 1963), базальтов (Deriu, 1959), рапакиви Салминского массива (Свириденко, 1967), рапакиви и мангеритовых гранитов Западной Латвии (анализы авторов [1]).

---

[1] 1. Биотит из рапакиви, скв. 30–Пилтене. Кристаллохимическая формула: $[(H_3O)_{0,08}K_{0,70}Na_{0,06}Ca_{0,14}]_{0,98}(Mg_{0,04}Fe^{2+}_{2,06}Mn_{0,02}Ti_{0,17}Fe^{3+}_{0,30})_{2,75}(OH)_2[(Si_{2,75}Al_{1,17}Fe^{3+}_{0,08})_{4,0}O_{10}]$.

2. Биотит из мангеритового гранита, скв. 35–Дурбе. Кристаллохимическая формула: $[(H_3O)_{0,14}K_{0,66}Na_{0,04}Ca_{0,15}]_{0,99}(Mg_{0,16}Fe^{2+}_{2,20}Mn_{0,02}Ti_{0,22}Fe^{3+}_{0,26})_{2,66}(OH)_2[(Si_{2,86}Al_{0,95}Fe^{3+}_{0,19})_{4,0}O_{10}$.

3. Роговая обманка из мангеритового гранита, скв. 35–Дурбе. Кристаллохимическая формула: $[(H_3O)_{0,20}K_{0,50}Na_{0,46}Ca_{1,04}]_{2,20}(Mg_{0,27}Fe_{3,68}Mn_{0,02}Ti_{0,28}Al_{0,13}Fe^{3+}_{1,05})_{5,49}(OH)_2[(Si_{6,0}Al_{2,0})O_{22}]$.



Фиг. 12. Диаграмма CaO–MgO–FeO составов железо-магнезиальных минералов из анортозитовых комплексов

1 – ассоциация Fe–Mg минералов из Латвийского анортозитового комплекса; 2 – ассоциация Fe–Mg минералов из Джугджурского анортозитового комплекса; 3 – ассоциация Fe–Mg минералов из Украинского анортозитового комплекса. Стрелками показан порядок кристаллизации железо-магнезиальных минералов; 4 – ассоциация Fe–Mg минералов из мангеритовых гранитоидов Латвии; 5 – ассоциация Fe–Mg минералов из рапакиви Латвии; 6 – составы минералов, определенные по оптическим данным

Состав биотита из анортозитового комплекса Латвии располагается в самой нижней части поля гранулитовых биотитов, близ ребра (Ti)–(Mg, Fe^{2+}, Mn); тогда как состав биотита из джугджурских анортозитов почти не содержит TiO_2 и смещен к ребру $(Al)_{VI} + Fe^{3+})$ – (Mg, Fe^{2+}, Mn).

Составы анортозитовых биотитов значительно смещены относительно составов биотитов рапакиви и мангеритовых гранитов в сторону угла Mg, Fe^{2+}, Mn – диаграммы, что в общем отражает значительно более высокую температуру их кристаллизации, превышающую, по-видимому, температуры гранулитовой фации (составы гранулитовых биотитов, по данным Д.А. Великославинского, находятся несколько выше, дальше от угла Mg, Fe^{2+}, Mn– диаграммы). Состав биотитов из габбро-анортозитовых биотитов и биотитов рапакиви и мангеритовых гранитов, ближе к последним.

Если расположить цветные минералы базитов в порядке Боуэновского ряда: оливин → гиперстен → авгит → биотит и керсутит, то можно заметить, что в процессе кристаллизации происходит понижение железистости Fe–Mg–минералов от оливина к гиперстену и авгиту; затем железистость вновь возрастает в биотите и керсутите (фиг. 12). Химические составы анализированных Fe–Mg–минералов (в том числе сосуществующие) из анортозитового комплекса Латвии нанесены на диаграмму CaO–FeO–MgO; для сравнения нанесены составы анализированных минералов из Украинского и Джугджурского габбро–норит–анортозитовых комплексов, а также составы цветных минералов гранитоидов мангеритового ряда и рапакиви Латвии и Южной Фенно–Скандии. Стрелками показан порядок выделения кристаллизующихся минералов. Указанное выше изменение железистости цветных минералов отчетливо выражено на диаграмме CaO–FeO–MgO.

Помимо этого, на диаграмме четко выражена неоднократно отмеченная нами Fe–Mg–специализация Латвийского, Джугджурского и Украинского габбро–норит–анортозитовых комплексов. На фиг. 12 выделяются три ассоциации цветных минералов анортозитов, резко различающиеся по Fe–Mg–отношению. Наиболее магнезиальной является ассоциация Fe–Mg– минералов из анортозитов Латвии. Наиболее железистая – ассоциация цветных минералов украинских анортозитов; джугджурские анортозиты по величине железистости ассоциации Fe–Mg–минералов занимают промежуточное положение.

Ассоциации цветных минералов (оливин, роговая обманка, биотит) рапакиви являются максимально железистыми, но по железистости различные минералы отличаются друг от друга незначительно: оливин (Fa = 0,92), биотит (f = 0,85–0,93) и роговая обманка (f = 0,95–1,00).

Несколько менее железистой является ассоциация цветных минералов мангеритовых гранитов: биотит (f =0,80–0,85) и роговая обманка (f =0,95–1,00).

Ассоциация цветных минералов мангеритов и кварцевых мангеритов занимает промежуточное положение между ассоциацией Fe–Mg-минералов рапакиви и ассоциацией цветных минералов анортозитов, что в общем подчеркивает более тесную связь анортозитов с гранитоидами мангеритового ряда, нежели с рапакиви.

Характерная черта всех анортозитов мира – исключительно высокое содержание в них глинозема, что дает повод многим исследователям предполагать возникновение анортозитовой магмы при палингенезе богатых алюминием глинистых осадков. Анортозиты Западной Латвии не являются в этом смысле исключением. В табл. 25 приведены средние химические составы пяти главных типов основных пород комплекса. Содержание Al_2O_3 в анортозитах достигает 27 вес. % и падает до 5 и менее вес. % в плагиоклазовых перидотитах. Концентрация TiO_2 в общем невысокая, минимальная в анортозитах – менее 0,5 вес.%, максимальная в перидотитах – до 1,3 вес.% и некоторых оливиновых габбро–норитах до 2–4 вес.%. В серии пород от анортозитов к перидотитам прогрессивно уменьшается содержание кальция (от 10,4 до 2,7 вес.%), натрия (от 4,3 до 0,9 вес.%) и увеличивается концентрация двухвалентного железа (от 1,7 до 24 вес.%) и магния (от 1,2 до 20 вес.%).

Подобные соотношения характерны и для других габбро-норит-анортозитовых комплексов, анализы по которым для сравнения приведены в той же таблице.

Многочисленные химические анализы (около 80) пород габбро-норит-анортозитового комплекса были пересчитаны по методу А.Н. Заварицкого и нанесены на векторную диаграмму (фиг. 13). Все породы по классификации А.Н. Заварицкого принадлежат к IV–VI классам недосыщенных SiO_2 пород и являются породами нормального щелочноземельного ряда. Начальные точки векторов локализуются в виде сравнительно узких полей на плоскостях as и cs диаграммы, отражая непрерывный ряд пород от плагиоклазовых перидотитов, до почти мономинеральных анортозитов (лабрадоритов). Отчетливо видно закономерное изменение состава фемической части пород в направлении от ультраосновных разновидностей к анортозитам: векторы постепенно укорачиваются, отражая прогрессивное уменьшение магнезиальности цветных минералов; в то же время векторы постепенно выполаживаются, но угол их наклона все же остается значительным. За весьма редкими исключениями векторы фигуративных точек габбро-норитов направлены вправо, отражая присутствие значительных количеств CaO в пироксенах; лишь в анортозитах и габбро-норит-анортозитах (начиная со значения в = 10–12) составы пород значительно пересыщены Al_2O_3, что отражено в наклонах векторов влево. На плоскость cs векторы наклонены почти вертикально (n =90–95), лишь в некоторых троктолитах и оливиновых габбро-норитах наблюдается незначительное выполаживание векторов, обусловленное возрастанием роли K_2O в составе щелочей (n =70–80).

В целом породы габбро-норит-анортозитового комплекса Западной Латвии по своим петрохимическим особенностям весьма близки и сходны с соответствующими породами Украинского кристаллического щита (Кононов, 1966). На фиг. 13 видно, что поля составов пород габбро-норит-анортозитовых комплексов Западной Латвии и Украины в нижней половине диаграммы (ультрабазиты и габброидные породы) достаточно хорошо совпадают. В части диаграммы для анортозитов и габбро-норит-анортозитов (b =5–20) поле составов пород латвийского комплекса на обеих плоскостях диаграммы несколько сдвинуто влево относительно поля составов пород Украинского комплекса, отражая несколько большую основность полевошпатовой (плагиоклазовой) части пород.

Более отчетливо выявляется эта тенденция на фиг. 14, где показаны вариационные линии естественных ассоциаций пород Латвийского и Украинского габбро-норит-анортозитовых комплексов. Здесь же нанесены вариационные линии типовых естественных ассоциаций щелочноземельных вулканических пород: Пеле, Лассен-пик, Йеллоустон-парк, Гарабол-Хилл и остров Скай (Заварицкий, 1950), а также фигуративно точки средних типов изверженных пород по Дэли и Нокколдэ. Из диаграммы следует, что проекции составов на плоскости asb и вариационные линии пород габбро-норит-анортозитовых комплексов хорошо соответствуют и близки вариационным линиям типовых естественных ассоциаций щелочноземельных вулканических пород, в то время как на плоско-

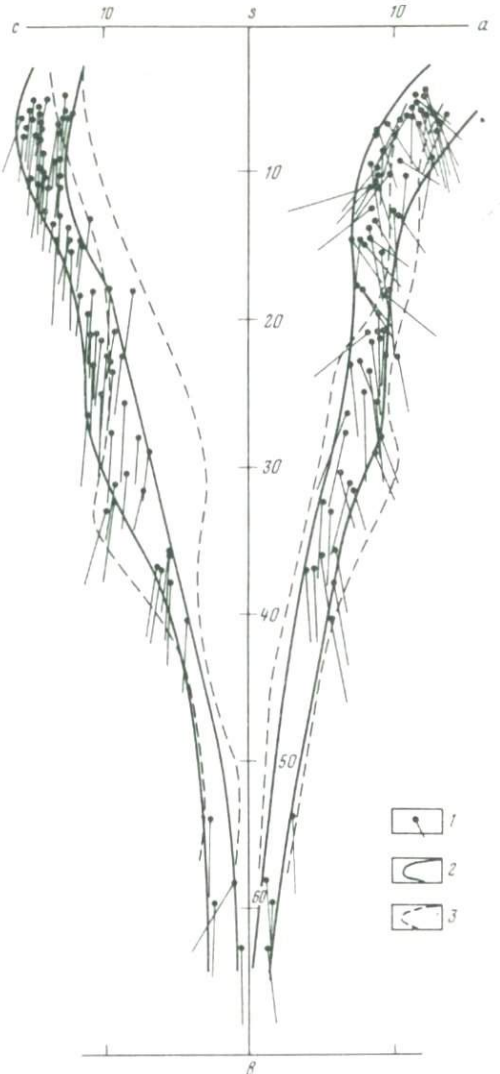
Таблица 25

Средние химические составы основных групп пород габбро-норит-анортозитовых комплексов (вес. %)

Компоненты	Латвия (О.А. Богатиков, А.П. Биркис)						Украина (Кононов, 1966)			
	Анортозит (среднее из 25 ан.)	Габбро-норит-анортозиты (среднее из 15 ан.)	Габбро-нориты (среднее из 26 ан.)	Троктолиты (среднее из 6 ан.)	Плагиоклазовые перидотиты (среднее из 3 ан.)	Анортозиты (среднее из 42 ан.)	Габбро-норит-анортозиты (среднее из 6 ан.)	Габбро-нориты (среднее из 18 ан.)	Троктолиты и норито-перидотиты (среднее из 4 ан.)	Пироксениты (среднее из 2 ан.)
SiO_2	52,75	51,57	48,38	47,04	35,30	53,80	49,21	44,07	36,12	42,10
TiO_2	0,48	0,70	1,06	0,30	1,10	0,69	3,69	3,04	3,77	5,15
Al_2O_3	26,30	24,88	19,30	17,01	4,31	24,60	18,70	14,16	10,73	7,22
Fe_2O_3	1,20	2,88	3,44	1,40	11,67	1,58	3,02	1,87	1,60	1,77
FeO	1,69	3,13	8,40	11,11	22,04	2,63	7,89	17,52	28,15	23,70
MnO	0,03	0,04	0,11	0,06	0,25	0,04	0,11	0,21	0,35	0,35
MgO	1,21	1,98	6,57	10,55	19,66	1,06	3,25	4,71	7,36	7,12
CaO	10,39	10,30	8,67	7,63	2,50	8,93	7,73	7,72	6,33	7,13
Na_2O	4,32	3,56	2,96	3,51	0,78	4,08	3,20	2,29	1,29	1,29
K_2O	0,58	0,45	0,55	0,62	0,18	1,23	1,02	1,01	0,26	0,49
P_2O_5	0,10	0,09	0,47	0,22	0,08	0,14	0,41	1,36	1,34	1,51
H_2O	0,10	0,32	0,11	0,34	1,88	0,35	0,39	0,10	0,11	0,15
Прочие	1,00	–	0,09	–			1,23	1,92	1,10	1,14
Сумма	100,15	99,90	100,11	99,79	99,75	99,13	99,85	99,98	99,51	99,12

Таблица 25 (продолжение)

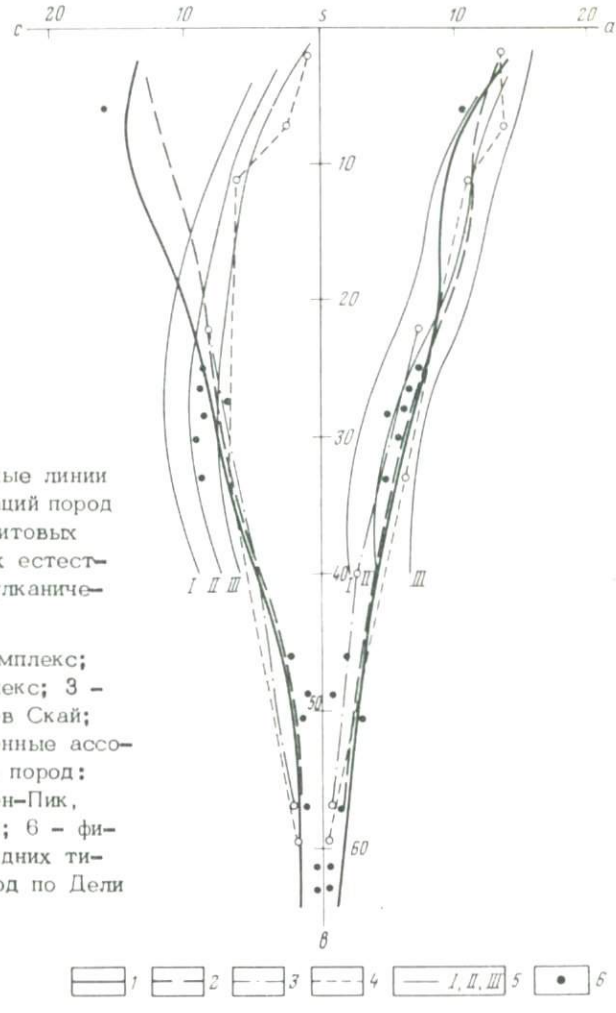
Компоненты	Адирондак (Buddington, 1939)			Ахвенисто (Sowolahti, 1956)				
	Анортозит (среднее из 4 ан.)	Габбровый анортозит (среднее из 7 ан.)	Пироксеновое габбро (среднее из 3 ан.)	Анортозит	Габбро-анортозит	Средний состав габбро-норит-анортозитовой серии З.Латвии (среднее из 76 ан.)	Средний состав мангер.серии З. Латвии (среднее из 13 ан.)	Состав полусуммы (ан. 16 и 17) (среднее из 89 ан.)
SiO_2	54,54	54,34	45,25	53,33	52,84	49,65	68,48	59,07
TiO_2	0,67	0,72	6,68	0,25	0,90	0,74	0,35	0,55
Al_2O_3	25,61	22,50	11,84	27,79	22,16	21,73	13,75	17,74
Fe_2O_3	1,00	1,26	1,59	0,09	1,76	2,86	1,17	2,02
FeO	1,26	4,14	14,12	0,49	4,93	6,09	3,04	4,57
MnO	–	0,07	0,23	0,07	0,05	0,07	0,07	0,07
MgO	1,03	2,21	6,42	0,17	1,91	4,90	1,66	3,28
CaO	9,92	10,12	10,23	12,11	9,74	9,15	2,23	5,69
Na_2O	4,58	3,79	2,14	4,46	3,70	3,46	3,55	3,51
K_2O	1,01	1,19	0,47	0,58	1,24	0,53	4,96	2,75
P_2O_5	–	0,13	0,16	0,07	0,27	0,23	0,10	0,17
H_2O	0,55	–	0,17	0,66	0,44	0,26	0,36	0,49
Прочие	–	0,41	–	–	–	0,36	–	–
Сумма	100,17	100,88	99,30	100,07	99,94	100,03	99,72	99,91



Фиг. 13. Петрохимическая диаграмма (по А.Н. Заварицкому) составов пород габбро-норит-анортозитового комплекса Западной Латвии

1 - фигуративные точки составов пород Латвийского комплекса; 2-3 - поля составов пород габбро-норит-анортозитовых комплексов: 2 - Латвийского, 3 - Украинского

сти cs такое соответствие наблюдается только в нижней части диаграммы, от ультраосновных до габбро-норитовых пород. Выше, с уменьшением основности пород и изменением составов щелочноземельных серий вулканических пород в сторону гранитоидов вариационные линии естественных ассоциаций пород габбро-норит-анортозитовых комплексов весьма существенно отклоняются влево от типовых серий пород. При этом следует отметить, что вариационная линия естественной ассоциации пород Латвийского комплекса расположена значительно ближе к

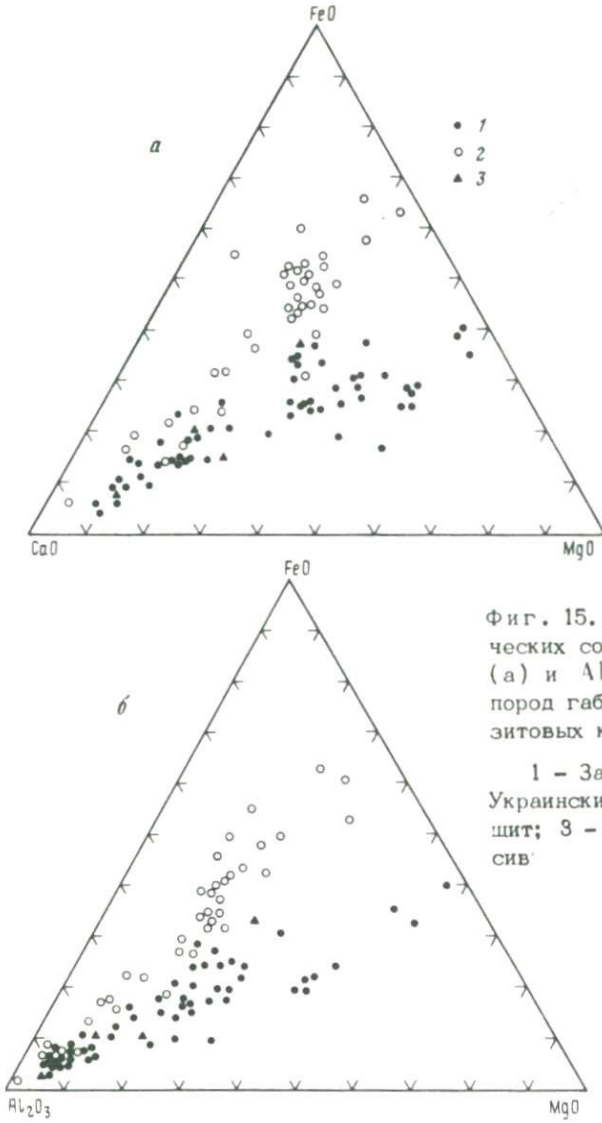


Фиг. 14. Вариационные линии естественных ассоциаций пород габбро-норит-анортозитовых комплексов и типовых естественных ассоциаций вулканических пород

1 – латвийский комплекс; 2 – украинский комплекс; 3 – Гарабол-Хилл; 4 – о-в Скай; 5 – типовые естественные ассоциации вулканических пород: I – Пеле, II – Лассен-Пик, III – Йоллоустон-парк; 6 – фигуративные точки средних типов изверженных пород по Дели и Нокколдз

вариационной линии средних типов изверженных пород, практически совпадая с ней, тогда как вариационная линия естественной ассоциации пород Украинского комплекса отклонена вправо от вариационной линии средних типов пород и от вариационной линии пород Латвийского комплекса.

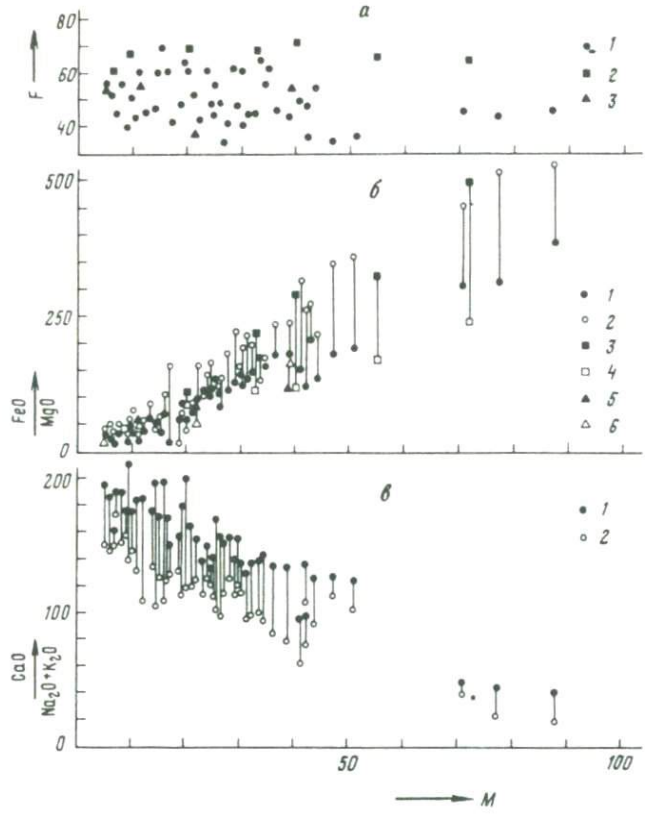
На фиг. 15 нанесены пересчитанные на 100% атомные количества Fe и Mg в зависимости от содержания Ca или Al. Для сравнения на те же диаграммы нанесены анализы основных пород Украинского щита и Адирондакского массива. На треугольных диаграммах четко выявляется четкая тенденция – с уменьшением содержания Ca, который при отсутствии моноклинного пироксена практически весь входит в полевой шпат, и Al соответственно увеличиваются содержания Fe и Mg. При



Фиг. 15. Диаграммы химических составов $CaO-FeO-MgO$ (а) и $Al_2O_3-FeO-MgO$ (б) пород габбро-норит-анортозитовых компонентов

1 – Западная Латвия; 2 – Украинский кристаллический щит; 3 – Адирондакский массив

этом для украинских и латвийских основных пород довольно уверенно можно выделить два самостоятельных поля с отклонением к Fe или Mg-углам треугольников. Для анортозитов и габбро-норит-анортозитов оба поля сливаются, но для существенно габброидных пород наряду с тенденцией обогащения более меланократовых пород Fe и Mg в породах латвийского комплекса проявляется тенденция к предпочтительному накоплению Mg, в то время как для пород украинского комплекса характерно обогащение Fe. Нанесенное на те же диаграммы направление дифференциации магмы массива Адирондак оказывается промежуточным.



Фиг. 16. Вариационные диаграммы зависимости содержания отдельных компонентов от коэффициента M, по Ниггли

а: 1 – CaO, 2 – $Na_2O + K_2O$; б: 1 – MgO (Западная Латвия), 2 – (Западная Латвия), 3 – MgO (Украина), 4 – FeO (Украина), 5 – MgO (Адирондак), 6 – FeO (Адирондак); в – коэффициент железистости

$$F = \frac{FeO \cdot Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100)$$:

1 – Западная Латвия, 2 – Украинский кристаллический щит, 3 – Адирондак

Еще более наглядно та же тенденция проявляется на фиг. 16,б, где по оси абсцисс отложены коэффициент M, по Ниггли (отражающий влияние оливин-пироксенового компонента), а по оси ординат – сопряженные для отдельных анализов содержания Fe и Mg. Как можно видеть из диаграммы, с возрастанием M содержание Fe и Mg возрастает почти прямолинейно, причем, чем больше M, тем более велико расхождение между содержаниями Fe и Mg, что отчетливо отражено в длине линий сопряжения. Если для латвийских пород везде содержание Mg превышает содержание Fe (за редким исключением), то для пород

Таблица 26

Распределение микроэлементов в главных типах пород габбро-норит-анортозитового комплекса (в г/т)

Элементы	Анортозиты	Габбро-анортозиты	Габбро-нориты	Троктолиты	Плагиоклазовые перидотиты	Среднее содержание в основных породах, по А.П. Виноградову (1962)
Be	0–1	0–1	0–1	0	0	1,5
Sc	0–7	0	0–7	0	0	24
P	0	0	0–8000	0	0	1400
Mn	200–800	100–300	100–5000	300–3000	1000	2200
Pb	0–30	0	0–10	0	0–10	8
Nb	0	0	0–10	0	0	20
Ga	10–20	15–20	5–30	20	5–10	18
Ge	0–5	0	0	0	0	1,5
Mo	0–3	1–2	1–3	1–3	2–3	1,4
V	10–100	10–40	10–200	30–70	100	200
Cu	8–70	10–20	10–100	30–50	40–100	140
Zn	0	0	0–200	70–100	100	130
Co	0–60	20–30	10–400	40–300	70–300	45
Ni	5–30	50–60	50–200	100–300	300–400	160
Zr	30–100	50	30–200	50	30–50	100
Cr	5–200	10	5–60	10–40	200–300	300
Sr	300–600	300–600	100–300	300	70–100	440
Ba	300–600	300–600	100–300	300–700	50–70	270
G	0	0	0–20	0	0	18
La	0–50	0	0–30	0–30	0	27

Украинского комплекса характерно как раз обратное – концентрация железа значительно превосходит концентрацию магния (линии сопряжения перевернуты относительно латвийских). Адирондакский комплекс, как и на предыдущей диаграмме, занимает промежуточное положение; хотя Mg в этом комплексе преобладает над Fe, однако фигуративные точки Mg и Fe сближены. Сближение Fe–и Mg–фигуративных точек в породах латвийских и украинских массивов наблюдается только в анортозитовой части серии пород.

Та же самая тенденция проявляется и на диаграмме общей железистости пород, составленной в зависимости от изменения величины M (фиг. 16,в.). Железистость украинских пород значительно выше латвийских; как в тех, так и в других величина F практически остается постоянной с изменением M.

На фиг. 16,а приведена диаграмма изменения содержаний Ca и Na+K (плагиоклазовой составляющей) в зависимости от изменения коэффициента M (оливин-пироксеновой составляющей). Как и следовало ожидать, на диаграмме вырисовывается обратная зависимость - с уменьшением M возрастают содержания Ca и Na+K в породах. При этом максимальный разрыв между концентрациями щелочей и Ca (максимальная длина линий сопряжения) отмечается в габбро-норит-анортозитах (M = 10-20).

Выше был сделан вывод о пироксеновом пути эволюции украинского комплекса габбро-норит-анортозитов и об оливиновом пути - латвийского комплекса базитовых пород. Анализ приведенных данных позволяет авторам говорить о несколько различных путях эволюции этих двух комплексов и в петрохимическом смысле - о существенно железистом пути дифференциации украинских массивов и о существенно магнезиальном пути - латвийских массивов. Адирондакский массив занимает промежуточное положение в отношении концентрации железа и магния (Богатиков, Биркис, 1970).

В табл. 26 приведена геохимическая характеристика главных типов пород латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса в сравнении со среднемировыми содержаниями микроэлементов в основных породах, по А.П. Виноградову (1962). Данные этой таблицы указывают на дифференциацию некоторых микроэлементов, т. е. на преимущественную концентрацию их в определенных типах пород комплекса. Так, максимальное содержание фосфора (в 5-6 раз выше кларкового) характерно для некоторых типов габбро-норитов, кобальта (в 7-10 раз выше кларкового) для габбро-норитов, троктолитов и плагиоклазовых перидотитов; никеля (в 2-2,5 раза) для троктолитов и плагиоклазовых перидотитов. В то же время содержание Cu и Zn почти для всех типов пород латвийского комплекса являются меньшими, чем среднемировые для базитов.

Указанные петрохимические особенности подчеркивают специфику габбро-норит-анортозитового комплекса Западной Латвии по сравнению с аналогичными комплексами и массивами габбро-норит-анортозитов других регионов.

КОМПЛЕКС ГРАНИТОВ ЗАПАДНОЙ ЛАТВИИ

Глубоким бурением установлено, что в строении Пилтенско-Рижского плутона участвуют гранитоиды, существенно различающиеся по минеральному, химическому составу и структурным особенностям. Для этого комплекса очень характерны граниты с криптопертитовым полевым шпатом, называемым Мишо (Michot, 1955) мезопертитом. Присутствие мезопертита позволяет отнести эти граниты к высокотемпературным образованиям мангеритовой фации, впервые установленной в Норвегии. Однако породы, описанные Колдерупом (Kolderup, 1903) и Мишо (Michot, 1955) под названием мангеритов и кварцевых мангеритов, несколько отличается от латвийских незначительным содержанием кварца. В описываемых ниже породах содержание кварца достигает 30–35%, поэтому для них предлагается название мангеритовые гранитоиды.

В настоящее время возможно выделить в составе гранитоидов два комплекса: 1) комплекс гранитоидов мангеритового ряда, куда отнесены кварцевые мангериты, мангеритовые граносиениты и мангеритовые граниты; сюда же условно отнесены кварцевые сиениты – кварцевые монцониты и сиениты; 2) комплекс рапакиви и рапакивиобразных гранитов.

Несмотря на явное отличие мангеритовых гранитов и рапакиви в связи с недостаточностью геологических данных мы объединяем эти граниты в составе единого Пилтенско-Рижского плутона.

По геофизическим данным, подтвержденным в ряде случаев бурением, уверенно оконтурены лишь южная и юго-западная границы массива. Восточная граница плутона проходит в акватории Рижского залива, близ его восточного берега (см. фиг. 2). На севере граница проводится через южную оконечность острова Саарема, на запад плутон продолжается в акваторию Балтийского моря. Таким образом, в плане плутон имеет неправильно округленную форму (со слабо волнистыми ограничениями); его размеры составляют около 200 км в меридиональном направлении и более 180 км в широтном; площадь по меньшей мере 20–30 тыс. км^2.

На юге описываемый плутон контактирует с архейским (?) метаморфическим комплексом, с востока к нему примыкают карельские складчатые структуры. Как уже отмечалось, с юга Пилтенско-Рижский плутон как бы окаймляется многими массивами габбро-норит-анортозитов, которые своим удлинением ориентированы грубо субпараллельно южной границе плутона.

Помимо существенных различий в составе и структуре, гранитоиды выделенных комплексов обладают рядом сходных черт. Так, в составе

гранитоидов мангеритового ряда иногда встречаются порфировидные выделения щелочного полевого шпата, весьма напоминающие овоиды рапакиви, и идиоморфные кристаллы дымчатого и черного кварца; эти породы изредка содержат флюорит. Кварцевые мангериты и мангеритовые граносиениты являются субщелочными существенно калиевыми породами, цветные минералы (биотит и субщелочной амфибол) обладают высокой железистостью и т.д. Характерно, что в северной части плутона распространены только рапакиви и рапакивиобразные граниты, тогда как на юге, где на поверхности плутона обнажаются многие анортозитовые интрузии, в строении плутона наряду с рапакивиобразными гранитами участвуют также гранитоиды мингеритового ряда.

Геологическими наблюдениями установлено, что гранитоиды мангеритового ряда, вероятно, являются несколько более ранними относительно рапакиви: они рассекаются дайками рапакиви-порфиров и аплитовидных гранитов.

Гранитоиды мангеритового ряда связаны с породами габбро-норит-анортозитового комплекса теснее, чем рапакиви. В Западной Латвии кварцевые мангериты, мангеритовые граносиениты и мангеритовые граниты встречаются преимущественно в полосе анортозитовых массивов; в последних локально проявлена высокотемпературная гранитизация (мангеритизация), встречены обособления и жилки мангеритовых гранитоидов. На Украине монцониты и габбро-монцониты (гранитоиды мангеритового ряда) ассоциируют с габбро-норит-анортозитами, образуя так называемый краевой комплекс. В Норвегии характерна тесная пространственная и генетическая ассоциация анортозитов и мангеритов. Все это, видимо, неслучайно, и подмеченная связь массивных анортозитов и мангеритов является не только пространственной, но и, возможно, генетической.

В то же время хорошо известна пространственная связь анортозитов и рапакиви. Однако если анортозиты и гранитоиды мангеритового ряда часто присутствуют примерно в равных количествах (насколько об этом можно судить по имеющимся данным), то во всех известных случаях плутона рапакиви и рапакивиобразных гранитоидов значительно (примерно в 10 раз и более) преобладают над породами анортозитового комплекса (Выборгский, Пилтенско-Рижский, Коростенский и другие крупные плутоны). Так, площадь Пилстенско-Рижского плутона 20-30 тыс. км^2, площадь анортозитовых массивов - 2700 км^2.

Как будет обсуждаться ниже, для анортозитов и мангеритовых гранитоидов возможен общий (единый) магматический источник (очаг), тогда как для рапакиви и анартозитов такой общий исходный очаг магм маловероятен, т. е. для анортозитов и мангеритов возможна не только пространственная, но и генетическая связь.

Комплекс гранитоидов мангеритового ряда

Среди гранитоидов комплекса выделяются: лейкократовые кварцевые мангериты и мангеритовые граносиениты, представляющие собой единую серию пород и мангеритовые граниты, а также сиениты скв. 18-Стирнас и кварцевые сиениты - кварцевые монцониты скв. Эзгуре.

Лейкократовые кварцевые мангериты – мангеритовые граносиениты вскрыты на Эдольской площади (скв. № 60, 62, 67, 69, п-17). Минеральный состав кварцевых мангеритов следующий (среднее из 22 подсчетов): плагиоклаз – 11,5; мезопертитовый полевой шпат (включая примерно 15-20% К–Na– полевого шпата по плагиоклазу) – 60,5; кварц – 17,0; цветные минералы – 11,5%. По минеральному составу, присутствию мезопертитового полевого шпата и реликтов пироксена (замещенного роговой обманкой) породы возможно отнести к серии лейкократовых кварцевых мангеритов – мангеритовых граносиенитов (Кольдеруп, 1903). Это – преимущественно крупнозернистые породы, обычно порфировидные, окрашенные в красновато-бурые, коричневато-бурые и серовато-бурые цвета. Таблитчатые вкрапленники полевых шпатов достигают 1-2 см в длину, округлые вкрапленники кварца не превышают 4-6 мм в поперечнике. Преобладают полевошпатовые и кварцевые вкрапленники, между ними находится небольшое количество мелкозернистой ткани того же состава (5-10, реже 20% объема породы). Исключительно редко мелкозернистая часть превалирует над вкрапленниками, составляя 70-80% объема породы. Среди полевошпатовых вкрапленников преобладают хорошо образованные таблитчатые, реже неправильно-таблитчатые кристаллы мезопертитового полевого шпата; в них нередки плагиоклазовые ядра, реже – оболочки, что приближает такие мезопертитовые вкрапленники к овоидам рапакиви. Реже встречаются примерно одинаково идиоморфные с мезопертитом порфировидные выделения плагиоклаза (в значительной мере замещенного К–Na-полевым шпатом), еще реже вкрапленники идиоморфного черно-серого и дымчатого кварца, а также амфибола; последние по размерам значительно меньше (в 4-6 раз) полевошпатовых вкрапленников.

Мелкозернистая ткань породы сложена кварцем, полевыми шпатами и цветными минералами; ее структура гипидиоморфнозернистая. Если плагиоклаз вкрапленников интенсивно калишпатизирован, то плагиоклаз мелкозернистой ткани почти совсем не подвергся замещению калиевым полевым шпатом. Текстура кварцевых мангеритов массивная, иногда-пятнистая.

Плагиоклаз I генерации образует крупные порфировидные кристаллы, позднее подвергшиеся интенсивному замещению К–Na-полевым шпатом. Плагиоклаз сдвойникован по (010), в кварцевых мангеритах отвечает составу An_{38-42}; в мангеритовых граносиенитах деанортизирован до An_{20-26}. Некоторые плагиоклазовые вкрапленники окружены плохо развитой калишпатовой каймой. Плагиоклаз II генерации встречается в виде плохо сформированной тонкой оболочки, или, что чаще, в виде внутренних прерывистых зон порфировидных кристаллов мезопертитового полевого шпата. Состав плагиоклазовых зон и ядер An_{36-38} в кварцевых мангеритах и An_{25-26} в мангеритовых граносиенитах. Плагиоклаз III генерации совместно с К–Na- полевым шпатом, кварцем и цветными минералами слагает мелкозернистую ткань породы; здесь он явно идиоморфнее остальных минералов. Сдвойникован по альбитовому закону; его состав – An_{19-26}, иногда зонален – ядро An_{20-22}, кайма An_{10}.

Мезопертитовый полевой шпат (примерный состав $Ab_{50}Or_{30}An_{10}$) образует гипидиоморфные порфировидные кристаллы, а также встречается в мелкозернистой ткани породы. Пертит распада тонковолокнистый и тонкожилковатый, иногда короткожилковатый; количество плагиоклазовых и калишпатовых вростков примерно одинаково. Состав пертитовых вростков плагиоклаза андезитовый в кварцевых мангеритах и олигоклазовый в мангеритовых граносиенитах. Во многих мезопертитовых вкрапленниках наблюдаются внутренние плагиоклазовые зоны (плагиоклаз не сдвойникован), реже встречаются ядра сдвойникованного плагиоклаза, еще реже прерывистые плагиоклазовые оболочки. Иногда плагиоклазовые зоны и ядра как бы оторочены, окаймлены мелкими кварцевыми зернышками или микропегматитово срастаются с ними.

Шелочной полевой шпат II генерации метасоматически замещает плагиоклаз, нередко почти нацело, несдвойникован.

Кварц образует редкие крупные округлые или, реже, правильно ограненные кристаллы. Однако большая его часть входит в состав мелкозернистой ткани. Иногда микрографически срастается с полевыми шпатами.

Биотит (f =0,62–0,66 до 0,85) образует как крупные (порой ситовидные), так и мелкие кристаллы. Наблюдается метасоматическое замещение полевых шпатов биотитом. Плеохроирует от черного по Ng до желто-коричневого по Np. Интенсивно замещается гидроокислами железа и хлоритом. Амфиболы ассоциируют с поздними кварцем, биотитом и магнетитом. Представлены двумя разновидностями. Первая – темно-коричневая и черно-коричневая (с синеватым и фиолетовым оттенками) по Ng, красно-коричневая по Nm и светло-коричневая (иногда с зеленоватым оттенком) по Np. Помимо темно-коричневого амфибола, в кварцевых мангеритах встречена, видимо, более поздняя сине-зеленая (сине-черная) феррогастингситовая роговая обманка (f =0,70) [001].

Псевдоморфозы по пироксену встречены в кварцевых мангеритах. Сложены желтовато-коричневым чешуйчатым серпентиновым и иногда – идлингситоподобным минералом. В отдельных случаях псевдоморфозы и реже – реликты клинопироксена располагаются в центре сине-зеленого, реже черно-коричневого амфибола. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом, магнетитом, исключительно редко коричневато-желтым гранатом и флюоритом.

Мангеритовые граниты представлены крупнозернистыми и мелкозернистыми порфировидными разностями, отличающимися друг от друга размером зерен и некоторыми структурными особенностями.

Крупнозернистые граниты вскрыты на Дурбенской площади рядом скважин (№ 35, 38, п-13). Это – крупнозернистые, иногда слабо порфировидные породы, окрашенные в красновато-коричневые и серовато-буроватые цвета. Сложены крупными таблитчатыми и неправильно таблитчатыми кристаллами полевых шпатов (до 5–8 мм) и изометричными, часто округленными, иногда дипирамидальными кристаллами темно-серого и черно-серого кварца (до 3–5 мм). Нередки сростки кварцевых зерен. Цветные минералы – биотит и роговая обманка. Количество мелкозернистой ткани невелико – 5–8% объема. Характерные особенности грани-

тов – преобладание в составе полевошпатовой части своеобразного полевого шпата, весьма напоминающего мезопертитовый полевой шпат пород мангеритовой фации; интенсивное замещение плагиоклаза микроклином; несколько повышенное содержание кварца (37–39%). Минеральный состав гранитов (в %): плагиоклаз – 9,3; микроклин по плагиоклазу – 9,5; мезопертитовый полевой шпат – 40,0; кварц – 37,8; амфибол – 1,3; биотит – 2,1 (среднее из 18 подсчетов).

Структурный рисунок породы определяется примерно одинаковым идиоморфизмом кристаллов мезопертитового полевого шпата и плагиоклаза; кварц наблюдается как в виде идиоморфных дипирамидальных и округлых кристаллов, так и в виде более мелких неправильных и лапчатых зерен. Цветные минералы ксеноморфны по отношению к полевым шпатам и кварцу. Текстура гранитов массивная. В местах соприкосновения полевошпатовых кристаллов между собой и с зернами кварца наблюдается незначительная грануляция и перекристаллизация в твердом состоянии, нередко с развитием тонкочешуйчатого биотита.

Плагиоклаз в значительной мере замещен микроклином, иногда почти нацело. Чаще всего плагиоклаз сохраняется в виде реликтов неправильно-полигональной и прямоугольной формы, реже в виде широких слабо извилистых полос, чередующихся с субпараллельными лентами микроклина. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован по альбитовому закону, его состав An_{16-18}. Часто наблюдается кайма несдвойникованного альбита шириной до 0,2–0,3 мм.

K–Na –полевой шпат представлен двумя генерациями. Ранние выделения щелочного полевого шпата (совместно с кислым плагиоклазом) образуют крупные идиоморфные пертиты. Калиевой полевой шпат мезопертита представлен несдвойникованным ортоклазом или промежуточным по степени триклинности щелочным полевым шпатом. Наблюдается их упорядочение и превращение в решетчатый микроклин. Изредка встречаются зерна мезопертита, напоминающие простые двойники по карлсбадскому закону. Щелочной полевой шпат II генерации метасоматически замещает плагиоклаз и представлен микроклином. Кварц образует как идиоморфные округленные и реже дипирамидальные со сглаженными углами кристаллы, так и более мелкие ксеноморфные неправильные и лапчатые зерна, расположенные в интерстициях между кристаллами полевых шпатов. Нередки сростки изометрических кварцевых зерен. Иногда в таких сростках между зернами кварца зажаты тонкие пластинки полевого шпата. Помимо этого, кварц образует немногочисленные мелкие (0,1–0,2 мм) треугольные и неправильно-полигональные вростки в полевых шпатах.

Биотит (f =0,80) в виде крупных ксеноморфных табличек. Поздний биотит более светло окрашен, образует мелкие удлиненные и сильно вытянутые листочки, часто сросшиеся и вытянутые цепочечно. Нередки его ситовидные кристаллы. Поздний биотит развивается на стыке полевошпатовых кристаллов или в их периферии. Амфибол (f =0,95–1,00) ассоциирует с биотитом и акцессорными минералами, особенно монацитом и цирконом. Образует неправильной формы мелкие зерна, реже неправильно-полигональные крупные кристаллы. Плеохроирует в густых темных тонах: Ng – коричнево-зеленый, до черного, иногда с синева-

тым оттенком, Np – коричневато-зеленоватый. Роговая обманка по свойствам близка к сильно железистому феррогастингситу-ферроэдениту. Акцессорные минералы обычно ассоциируют с цветными минералами. Представлены цирконом, монацитом, флюоритом, редко – апатитом и магнетитом.

В скв. П-13-Айстере наряду с крупнозернистыми мангеритообразными гранитами встречены порфировидные и мелкозернистые разновидности. Они сложены, как и вышеописанные, микроклинизированным плагиоклазом, мезопертитовым полевым шпатом, кварцем и цветными минералами – биотитом и полушелочной роговой обманкой. Все структурные разновидности гранитов обладают сходным минеральным составом, различаясь лишь количественными соотношениями вкрапленников и мелкозернистой ткани, с одной стороны, плагиоклаза (и микроклина по нему) и мезопертитового полевого шпата, с другой стороны. Так, крупные кристаллы полевых шпатов и кварца составляют в крупнозернистых гранитах 93–95%, в порфировидных разностях – 25–34%, а в мелкозернистых гранитах они практически отсутствуют. Содержание плагиоклаза (и микроклина по нему) закономерно увеличивается от 4,6% в крупнозернистых гранитах до 18,0% в порфировидных и 28,5% в мелкозернистых. Содержание мезопертитового полевого шпата прогрессивно уменьшается от 54,7% в крупнозернистых до 42,5% в порфировидных и 30,9% в мелкозернистых гранитах. Количество кварца постоянно во всех структурных разновидностях пород.

Особенности и состав породообразующих минералов в порфировидных и мелкозернистых гранитах весьма близки к таковым в крупнозернистых разновидностях.

Сиениты, вскрытые скв. 18–Стирнас, интенсивно изменены выветриванием. Это – красновато-серые и розовато-серые средне- и крупнозернистые порфировидные породы, полевошпатовые по составу: щелочной полевой шпат – 60–70%; плагиоклаз – 20–30%; цветные и рудные минералы – до 10%. Щелочной полевой шпат представлен ортоклазом и микроклином. Плагиоклаз в значительной мере метасоматически замещен микроклином, сдвойникован по альбитовому закону, его состав An_{20-25}, часто деанортитизирован до Ab_{5-10}. Цветные минералы представлены биотитом, почти нацело замещенным рудным веществом. Из акцессорных минералов встречены ильменит, магнетит, циркон и редко – анатаз.

Кварцевые сиениты – кварцевые монцониты вскрыты скв. 4–Энгуре, в которой лейкократовые биотито-роговообманковые (с реликтами пироксенов) кварцевые монцониты в результате интенсивного калиевого метасоматоза оказались преобразованными в лейкократовые кварцевые сиениты и граносиениты. Это – крупнозернистые массивные породы, окрашенные в красновато-серые и буровато-серые тона. Структура пород гипидиоморфнозернистая с элементами монцонитовой. Участками наблюдается слабо выраженная гнейсовидность, определяемая субпараллельным расположением скоплений кварцевых зерен в виде коротких линзочек. Модальный состав пород, близких к первоначальным кварцевым монцовитам (среднее из 4 подсчетов): плагиоклаз – 51,0; K–Na полевой шпат – 25,7; кварц – 13,9; амфибол – 7,8; биотит – 0,8;

магнетит – 0,8; – кварцевых сиенитов и граносиенитов (среднее 7 подсчетов): плагиоклаз – 27,6; K–Na –полевой шпат – 53,5; кварц – 13.4; амфибол – 4,4; магнетит – 0,6.

Плагиоклазы в кварцево–монцонитовых участках образуют хорошо ограненные кристаллы, отчетливо идиоморфные относительно K–Na – полевого шпата. В кварцевых сиенитах плагиоклаз в значительной мере калишпатизирован, крупные его зерна частично потеряли правильность своих ограничений. Иногда плагиоклаз содержит микрографические вростки кварца. Сдвойникован по альбитовому закону, зонален, значительно деанортитизирован: ядро An_{10-14}, кайма An_5. Щелочной полевой шпат образует неправильно табличатые кристаллы, несдвойникован, содержит редкие пертитовые вростки альбита An_0 тонкожилковатого и жилковатого типов. Более поздний калиевый полевой шпат метасоматически замещает плагиоклаз и характеризуется пятнистым строением, с различными по степени триклинности участками. Кварц встречается в неправильных и округленных зернах, мелкие его зерна всегда ксеноморфнее полевых шпатов. С крупными зернами кварца обычно ассоциируют амфибол и биотит. Иногда наблюдаются округлые сростки кварцевых зерен с зубчатыми очертаниями. В коротких линзовидных сростках форма кварцевых зерен приближается к пластинчатой.

Биотит (f =0,70–0,72) образует редкие тонкие пластинки с иззубренными окончаниями, изредка – ситовидные кристаллы. Плеохроирует от черно–коричневого до желтого. Амфибол (f =0,90) располагается в интерстициях между полевыми шпатами, иногда замещая их; ассоциирует с поздним ксеноморфным кварцем, биотитом и магнетитом. Плеохроирует: Ng – черно–зеленый, темный коричнево–зеленый; Nm – темный коричнево–зеленый; Np – светлый коричнево–зеленый. Оптические свойства позволяют отнести его к высокожелезистым феррогастингситам. Изредка в центре роговой обманки сохранились реликты диопсида–авгита. Пластинчатый амфибол замещается тонкопризматическим актинолитом сине–зеленого цвета. Из акцессорных минералов встречены магнетит, апатит, циркон, реже – анатаз и турмалин.

Комплекс рапакиви и рапакивиобразных гранитов

Рапакиви вскрыты многими скважинами в пределах Пилтенской площади, здесь помимо рапакиви выборгитового и питерлитового [1] типов встречаются и рапакивиобразные граниты, которые известны на Кулдигской площади, а также вскрыты параметрическими скважинами 54–Колка и 55–Талсы. От типичных рапакиви они отличаются отсутствием овоидов.

Рапакиви представляют коричневато–красные порфировидные породы с крупно– и среднезернистой гипидиоморфнозернистой, иногда микрогра–

[1] Выборгитовый (с овоидами ортоклаза в олигоклазовой оторочке) и питерлитовый (без олигоклазовой оторочки) типы рапакиви в понимании В. Вааля (Wahl, 1925).

фической основной массой. Вкрапленники представлены овоидами К–Na-полевого шпата, меньшие по размерам – сложены идиморфным черным кварцем; изредка встречаются плагиоклазовые порфировидные выделения. Минеральный состав рапакиви следующий (среднее из 22 подсчетов): калиевый полевой шпат – 57,8; плагиоклаз – 10,7; кварц – 25,7; биотит + роговая обманка и акцессорные – 5,8%.

Овоиды в рапакиви составляют 50% и более объема породы, их размеры от 0,5 до 1–2 см по длинной оси, окрашены в буровато-красные тона; в выветренных разностях они рыжевато-красные. В рапакиви, вскрытых скв. 1 и 32-Пилтене, многие овоиды окружены серовато-зеленоватыми и светло-серыми, белыми (в зоне выветривания) олигоклазовыми оболочками толщиной 1–2 мм. Форма овоидов округлая, эллипсоидальная, иногда угловатая. Изредка овоиды состоят из 2–3 разно ориентированных кристаллов К–Na – полевого шпата. Контуры некоторых овоидов, особенно соприкасающихся, слабо волнистые. Иногда в овоидах встречаются плагиоклазовые ядра, реже – внутренние плагиоклазовые зоны, сплошные и прерывистые, обычно одинаково ориентированные с ядром и оболочкой (если последняя имеется). Калишпатовые овоиды содержат пертитовые вростки (жилковатого и ленточного типов) плагиоклаза An_{28-30}, зерна кварца часто в микрографическом срастании, а также мелкие идиоморфные листочки биотита и идиоморфные кристаллы плагиоклаза, часто деанортитизированного до An_{18-20} с альбитовой (An_{2-3}) каймой. Количество пертита обычно не превышает 10–15% объема овоида; однако иногда в центре пертит настолько обилен, что напоминает мезопертитовый полевой шпат. Во многих овоидах микрографические вростки кварца образуют своеобразные оторочки, иногда прерывистые. Изредка такие микрографические оторочки, захватывающие и периферию овоида, и его олигоклаз-андезиновую оболочку, достаточно постепенно переходят в микрогранофировую основную массу.

Овоиды сложены различными по степени триклинности калишпат-пертитами. Нередко отмечается пятнистое строение овоидов; пятна сложены также различными по степени триклинности калиевыми полевыми шпатами.

Плагиоклазовая оболочка встречается далеко не во всех овоидах рапакиви. Представлена олигоклаз-андезином An_{28-32}. Вдоль граничной линии плагиоклазовой оболочки с ядром часты линзовидные и сильно вытянутые вростки кварца. В некоторых овоидах отмечаются плагиоклазовые ядра и внутренние зоны, сплошные или прерывистые, погасающие одновременно с оболочкой. Кварц присутствует в виде макроскопически темноокрашенных (черный, черно-серый) идиоморфных вкрапленников, более мелких сравнительно с овоидами. Часты дипирамидальные формы со сглаженными углами. Некоторые наиболее крупные вкрапленники состоят из нескольких кварцевых зерен. Основная масса состоит из микроклин-пертита, плагиоклаза, кварца, биотита, иногда роговой обманки и акцессорных количеств магнетита, апатита, циркона и реже – флюорита. Плагиоклаз (An_{30-33}) встречается в небольшом количестве, обычно идиоморфен относительно других минералов основной массы,

иногда деанотизирован (ядро (An_{18-20}, кайма An_{9-11}), нередко включает рассеянные зерна кварца. Микроклин-пертит в виде ксеноморфных, неправильно полигональных и изометрических зерен, часто в микрогранофировом срастании с кварцем. Последний, помимо этого, образует мелкие, наиболее ксеноморфные зерна неправильной и лапчатой формы. В некоторых образцах рапакиви из скв. 1-Пилтене наблюдается развитие более позднего кварца, агрегаты зерен которого образуют линзочки, иногда вытянутые в цепочки, с неровными, извилистыми очертаниями, частыми пережимами.

Цветные минералы (биотит, иногда роговая обманка) в основной массе всегда ксеноморфны и ассоциируют с акцессорными минералами. Биотит (f =0,85–0,93) черный по Ng, коричнево-желтый по Np. Роговая обманка (f =0,95) образует редкие мелкие зерна, по составу близка к феррогастингситу. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом, магнетитом и редко флюоритом.

Дайковый комплекс

Несколькими скважинами в Западной Латвии установлены дайковые образования, по всей видимости, связанные с формированием Пилтенско-Рижского гранитоидного плутона. Биотитово-роговообманковые граниты и аплитовидные граниты рассекают габбро-нориты и анортозиты (скв. 40 и 39-Айзпуте), окварцеванные аплитовидные граниты и рапакиви-порфиры секут порфировидные мангеритовые граносиениты (скв. 62-Эдоле).

1. Биотитово-роговообманковые граниты в виде дайки (около 1 м мощности) прорывают анортозиты в скв. 40-Айзпуте. Это – средне- и крупнозернистые породы, окрашенные в розовато-буроватые тона, характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой. Иногда в гранитах наблюдаются бластомилонитизация и перекристаллизация, локализованные в узких (1–2 мм) зонах или в межзерновых участках. Сложены плагиоклазом (28–30%), калиевым полевым шпатом (30–33%), кварцем (30–35%); в небольшом количестве (6–10%) присутствуют биотит и псевдоморфозы по роговой обманке, акцессорные минералы – апатит и циркон. Плагиоклаз серицитизирован и соссюритизирован, зональный, иногда с альбитовой (с мирмекитом) каймой. Состав плагиоклаза An_{28-34}. Калиевый полевой шпат нерешетчатый: ⊥(010): Ng=3–5°; ⊥(001): Nm =5–6°; –2V= 70–72°. Содержит тонкожилковатые пертитовые вростки альбита, количество пертита невелико (5–6% объема кристаллов). Кварц образует неправильной и лапчатой формы зерна; обычно трещиноват. Биотит почти нацело хлоритизирован, роговая обманка замещена уралитом и хлоритом. Цветные минералы ассоциируют с небольшим количеством рудного минерала.

Аплитовидные граниты в виде дайки мощностью около 1 м встречены среди габбро-норитов скв. 39-Айзпуте. Это – розовато-коричневые и розовато-серые мелкозернистые породы, слабо порфировидные, обладают аплитовой структурой с элементами микрографической. Сложены плагиоклазом – 30%, калишпат-пертитом – 28–30%, кварцем – 30–35%, биоти-

том - 5-7%, присутствуют редкие зерна апатита, циркона, магнетита. Плагиоклаз состава An_{25-28} в значительной своей части дианортитизирован до An_{10-12}. Интенсивно замещается микроклином. Калишпат-пертит несдвойникован или обладает неясно выраженной решеткой. Содержит тонкожилковатый пертит, иногда обильный. Нередко находится в микрографическом срастании с кварцем. Кварц образует более мелкие, чем полевошпатовые, изометричные, слабо округленные зерна. Примерно одинаково идиоморфен с полевыми шпатами. Биотит всегда ксеноморфный, черно-коричневый по Ng, по спайности отмечается выделение рудного минерала.

Аплитовидные микроклиновые граниты (среди граносиенитов) вскрыты скв. 62-Эдоле. В их составе преобладает микроклин (55%) и кварц (40%); в подчиненном количестве присутствует плагиоклаз и биотит. Структура гипидиоморфнозернистая и аплитовая. Хорошо образовавшиеся кристаллы микроклина редки, чаще всего их форма неправильно таблитчатая. Кварц выполняет промежутки между микроклиновыми зернами. Плагиоклаз сохранился в виде реликтов, уцелевших от замещения калиевым полевым шпатом; по составу - олигоклаз. Биотит встречается в виде редких листочков, сравнительно идиоморфных; черно-коричневый по Ng. Соотношения с граносиенитами не ясны из-за неполного выхода керна; в состав дайкового комплекса включены условно.

Рапакиви-порфиры в виде дайки мощностью несколько десятков сантиметров рассекают порфировидные граносиениты; контакты с вмещающими породами резкие (скв. 62-Эдоле). Рапакиви-порфиры обладают сферолитовой структурой, окрашены в коричневато-красноватый цвет, на фоне которого отчетливо выделяются светло-серые и белые пятна неправильной и овальной формы; последние выполнены кальцитом и кварцем (миндалекаменная текстура). Рапакиви-порфиры сложены полевошпатовыми сферолитами (примерно 60%), пустоты между которыми выполнены карбонатом или карбонатом, кварцем, глинистым веществом и гидроокислами железа. Сферолиты (1-3 мм в поперечнике) сложены фибрами калиевого полевого шпата и окрашены в красно-коричневый цвет. Близ пустот наблюдается микрографическое срастание щелочного полевого шпата сферолитов и кварца. Карбонат, выполняющий пустоты, обычно крупнокристаллический (до 1 мм и более); кварцевые зерна, ассоциирующие с карбонатом, неправильно округленной формы, иногда зерна кварца удлиненные. Описанные породы по своим структурным особенностям и минеральному составу близки к гранит-порфирам рапакиви, вскрыты в скв. Кингисепп, Эстония.

Петрохимические особенности гранитоидов

Как известно, характерными петрохимическими особенностями рапакиви и ассоциирующих с ними гранитоидов является преобладание K_2O в составе щелочей, высокая железистость пород в целом и их цветных минералов в частности (табл. 27). Рапакиви, рапакивиобразным гранитам и гранитоидам мангеритового ряда, слагающим Пилтенско-Рижский плутон, также свойственны эти особенности. В табл. 28

Таблица 27

Химические и нормативные составы гранитоидов Пилтенско-Рижского плутона (вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	64,52	64,02	64,08	65,04	65,02	68,68	67,20	72,40	70,04	72,36	72,28	76,00	69,58
TiO_2	0,48	0,61	0,51	0,64	0,42	0,29	0,62	0,36	0,26	0,15	0,18	0,14	0,33
Al_2O_3	14,03	13,78	14,49	13,20	13,43	15,00	14,60	12,40	13,56	11,83	12,83	13,18	13,34
Fe_2O_3	1,34	1,05	1,46	1,52	2,32	0,61	1,24	1,11	0,89	0,86	0,46	0,20	3,06
FeO	5,05	5,35	5,35	4,87	4,45	1,22	2,25	2,70	2,44	2,65	1,78	0,67	0,95
MnO	0,12	0,15	0,13	0,12	0,11	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,03	Нет
MgO	3,95	4,15	4,10	3,35	3,30	0,36	0,10	0,38	0,38	0,21	Нет	Нет	0,69
CaO	3,25	3,15	3,02	2,91	2,58	3,33	2,43	1,04	1,51	1,52	1,85	1,07	1,98
Na_2O	2,57	2,48	2,50	2,94	2,94	4,48	4,22	3,70	4,55	4,16	4,25	4,06	2,58
K_2O	4,69	4,38	4,38	4,70	5,50	5,07	5,38	4,67	5,26	4,89	5,22	4,48	4,38
P_2O_5	–	–	–	–	–	0,12	0,15	0,07	0,06	0,10	0,03	0,06	–
H_2O^-	–	–	0,13	0,12	0,14	–	–	0,20	–	–	–	–	0,38
H_2O^+	–	–	0,07	0,07	0,07	–	–	0,40	–	–	–	–	0,04
CO_2	–	–	0,10	Нет	0,10	–	–	0,17	–	–	–	–	3,20
П.п.п.	0,21	0,17	0,16	0,12	0,24	0,30	1,70		0,26	0,48	0,68	0,44	–
Сумма	100,21	99,29	100,48	99,60	100,62	99,50	99,94	99,65	99,26	99,27	99,60	100,33	100,51

Таблица 27 (продолжение)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ab	23,3	22,7	22,5	26,7	26,8	40,8	39,0	34,0	41,7	36,3	38,7	36,7	24,3
An	10,3	13,7	15,2	10,5	8,7	5,7	5,2	3,3	1,0	–	0,5	4,3	10,7
Or	28,3	26,8	27,8	28,2	30,0	30,0	32,7	25,5	29,7	30,3	29,0	26,0	24,3
Q	16,4	14,8	13,7	15,0	14,9	16,0	16,9	28,5	18,6	24,3	24,2	30,9	32,8
Di-Hdb	2,6	1,8	–	3,2	3,4	6,3	4,1	2,5	5,4	6,1	3,5	0,4	–
Hy-En	17,1	18,7	19,0	14,5	13,2	–	–	–	–	–	–	–	–
Bt	–	–	–	–	–	–	–	4,6	2,3	1,9	3,4	1,0	4,7
Pu	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2	0,5	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2
Mt	1,4	1,1	1,5	1,5	2,7	0,7	1,3	1,2	1,0	0,7	0,5	0,2	3,0
Ap	–	–	–	–	–	0,3	0,3	0,1	0,1	0,3	–	0,05	–

1-2 – кварцевый мангерит, скв. 67-Эдоле; 3-5 -кварцевый мангерит, скв. П-17-Эдоле; 6-7 -мангеритовый граносиенит, скв. 62-Эдоле; 8-10 -мангеритообразный гранит, скв. 35-Дурбе; 11 – мангеритообразный гранит, скв. 38-Дурбе; 12 – мангеритообразный гранит, скв. П-13-Айстере; 13 – рапакивиобразный гранит, скв. 6-Адзе; 14 – рапакивиобразный гранит, скв. 6-Адзе; 15 – рапакивиобразный гранит, скв. 54-Колка; 16 – рапакивиобразный гранит, скв. 55-Талси; 17 – рапакиви, скв. 1-Пилтене; 18 – рапакиви, скв. 1-Пилтене; 19 – рапакиви, скв. 1-Пилтене; 20 – рапакиви, скв. 32-Пилтене; 21 – рапакиви, скв. 30-Пилтене; 22-24 – кварцевый монцонит, скв. 4-Энгуре; 25 -гранит-аплит – скв. 39-Айзпуте; 26 – гранит в анортозите, скв. 49-Вергале.

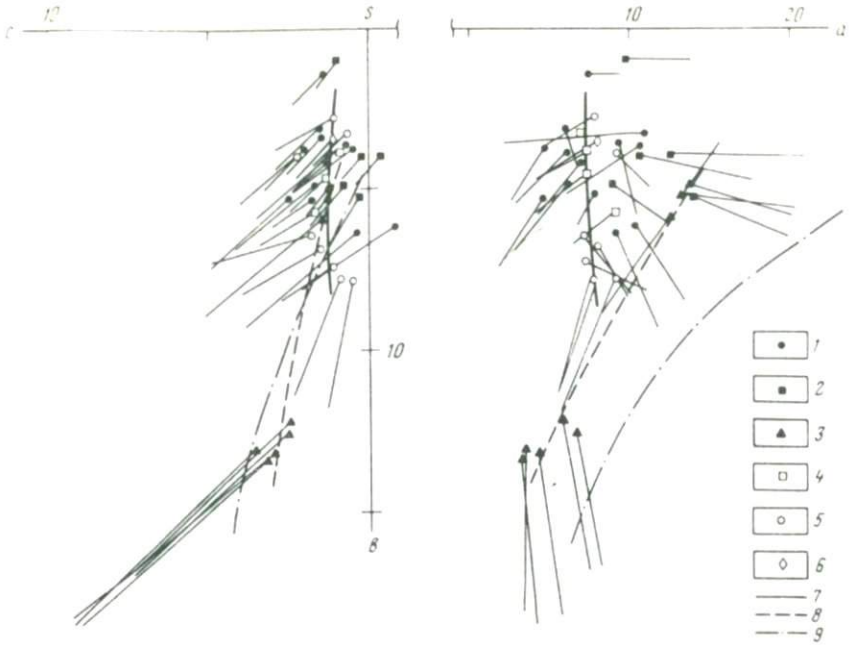
Таблица 27 (продолжение)

Компоненты	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	73,30	68,86	75,12	74,13	72,36	73,40	72,10	70,16	65,80	66,54	65,74	74,44	77,20
TiO_2	0,20	0,52	0,19	0,22	0,37	0,33	0,37	0,66	0,58	0,58	0,75	0,08	0,08
Al_2O_3	13,70	13,53	12,77	12,18	12,64	12,78	12,70	13,91	16,48	16,77	17,10	13,80	12,25
Fe_2O_3	1,39	2,11	0,13	0,77	1,48	1,64	1,42	1,82	2,46	0,76	2,55	0,61	0,56
FeO	0,43	2,83	1,22	2,01	1,47	1,54	1,77	1,63	2,80	3,90	4,05	0,67	0,79
MnO	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,003	0,07	0,05	0,07	0,06	Нет
MgO	Нет	0,30	0,10	0,25	0,39	0,37	0,46	0,61	0,69	0,69	1,01	Нет	"
CaO	1,25	1,44	1,31	1,35	1,02	1,76	1,12	1,42	2,30	2,18	2,01	1,01	2,23
Na_2O	3,89	2,28	3,32	3,15	2,94	2,64	2,84	2,80	3,16	3,16	2,80	4,07	2,66
K_2O	5,27	6,00	4,82	4,39	5,06	4,68	5,16	5,07	4,46	4,17	3,68	5,21	3,85
P_2O_5	Нет	0,04	0,05	0,05	0,06	0,09	0,09	0,16	0,18	0,15	0,18	0,05	–
H_2O^-	–	–	–	–	0,19	0,22	0,13	0,25	0,28	0,17	0,17	–	–
H_2O^+	–	–	–	–	0,03	0,27	0,10	0,04	0,02	Нет	0,03	–	–
CO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	0,30	0,38	0,04	–	–
П. п. п.	0,53	1,26	0,39	1,22	1,34	–	1,12	1,32	–	–	–	0,78	–
Сумма	100,00	99,20	99,46	99,74	99,37	99,74	99,41	99,85	99,58	99,50	100,18	100,78	99,62

Таблица 27 (продолжение)

Компоненты	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Ab	34,7	21,5	30,2	29,3	27,5	24,7	26,5	26,5	29,0	29,0	25,5	37,0	24,7
An	6,0	7,3	6,0	6,3	5,0	8,0	4,8	6,5	10,8	10,2	10,0	3,8	7,8
Or	27,3	32,3	27,3	24,2	27,0	25,5	26,8	25,8	15,7	9,8	2,2	30,7	23,3
Q	25,6	28,6	33,1	34,5	32,6	34,6	32,5	30,3	24,6	26,1	29,4	26,7	41,3
Di–Hdb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,8	2,2
Hy–En	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Bt	4,9	7,6	3,0	4,5	5,9	4,9	7,2	8,2	16,6	23,4	29,4	0,2	–
Pu	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,1
Mt	1,3	2,3	0,1	0,8	1,6	1,8	1,6	1,9	2,6	0,7	2,7	0,7	0,6
Ap	–	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1	–

Анализы 1, 2, 7, 9 – 12, 14–17, 25, 26 выполнены в Рижском политехническом институте. Анализы 3–6, 13 18–24 выполнены в Центральной химической лаборатории Латвийского ГУ. Анализ 8 выполнен в Центральной лаборатории геохимической экспедиции ИМГРЭ.



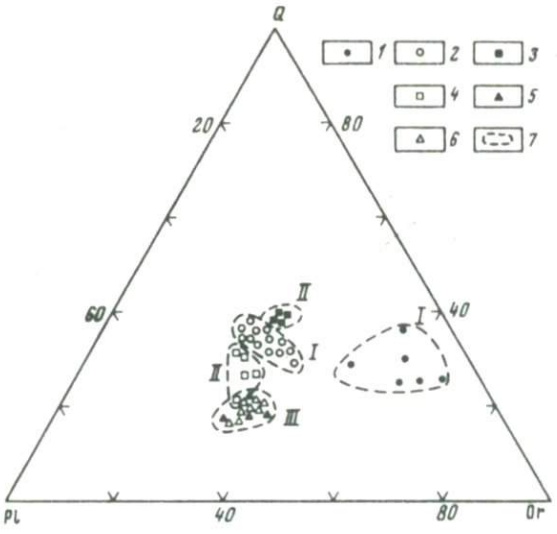
Фиг. 17. Петрохимическая диаграмма (по А.Н. Заварицкому) составов пород комплекса рапакиви и гранитоидов мангеритового ряда Западной Латвии и рапакиви Фенно-Скандии

Фигуративные точки составов: 1 – рапакиви и рапакивиобразных гранитов Западной Латвии, 2 – мангеритообразных гранитов Западной Латвии, 3 – кварцевых мангеритов и мангеритовых сиенитов Западной Латвии, 4 – рапакиви Салминского массива, 5 – рапакиви выборгского массива и Ахвенисто, 6 – смеси рапакиви Фенно-Скандии, вариационные линии естественных ассоциаций: 7 – рапакиви Западной Латвии и Фенно-Скандии, 8 – кварцевых мангеритов и мангеритовых граносиенитов Западной Латвии, 9 – средних составов пород ряда мангериты и монцониты-сиениты-щелочные сиениты, нордмаркиды (по Дели)

приведены средние составы указанных выше разновидностей гранитоидных пород плутона; для сравнения здесь приведены химические составы рапакиви массивов Салминского (Свириденко, 1967), Выборгского (Wahl, 1925; Великославинский, 1953), Ахвенисто (Savolahti, 1956) и среднего рапакиви Фенно-Скандии (Sahama, 1945). Как видно из таблицы, рапакиви Западной Латвии по своему химизму весьма сходны с рапакиви Южной Фенно-Скандии, за исключением рапакиви Выборгского массива; последние являются несколько более основными. Мангеритообразные граниты по химизму близки к латвийским рапакиви, незначительно отличаясь от них более высокой железистостью. Породы серии кварцевых мангеритов – мангеритовых граносиенитов, как и следовало ожидать, являются значительно более основными, чем рапакиви.

Средние химические составы гранитоидов (вес. %)

Компоненты	Западная Латвия					Фенно-Скандия			
	кварцевые мангериты-Эдоле (среднее из 5 обр.)	мангеритовые граносиениты Эдоле (среднее из 3 обр.)	мангеритообразные граниты Дурбе (среднее из 5 обр.)	рапакиви-образные граниты (средн. из 5 обр.)	рапакиви-Пилтене (средн. из 8 обр.)	рапакиви-Салминского массива средн. (из 59 обр.)	рапакиви-Выборгского массива (средн. из 6 обр.)	рапакиви-Ахвенисто (средн. из 4 обр.)	смесь рапакиви Фенно-Скандии (средн. из 54 обр.)
SiO_2	64,54	68,16	72,62	72,09	72,14	72,51	69,76	72,09	72,58
TiO_2	0,53	0,30	0,22	0,27	0,44	0,27	0,43	0,35	0,34
Al_2O_3	13,91	15,12	12,76	13,10	12,55	12,65	13,54	12,80	12,98
Fe_2O_3	1,54	1,33	0,70	1,76	1,49	1,72	0,65	1,15	0,86
FeO	5,01	1,39	2,05	1,24	1,58	2,13	3,41	3,00	1,83
MnO	0,13	0,03	0,05	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04	0,11
MgO	3,77	0,56	0,20	0,32	0,69	0,27	0,93	0,34	0,25
CaO	2,98	2,34	1,40	1,33	1,18	0,96	1,64	1,66	1,01
Na_2O	2,69	4,03	4,14	3,06	3,02	2,81	2,67	2,48	3,01
K_2O	4,64	5,58	4,91	5,21	5,30	5,32	5,50	5,74	5,28
P_2O_5	–	0,16	0,06	0,12	0,08	–	–	0,06	0,18
H_2O^-	0,13	–	–	–	0,19	–	0,51	0,07	1,04
H_2O^+	0,07	–	–	–	0,30	–	0,48	0,46	–
CO_2	0,07	–	–	–	–	–	F=0,38	F=0,13	F=0,36
П.п.п.	0,18	0,19	0,64	1,20	1,14	–	–	–	–
Сумма	100,20	99,19	99,75	99,73	100,12	98,68	99,94	100,37	99,83



Фиг. 18. Диаграмма модальных и нормативных составов пород комплекса рапакиви и гранитоидов мангеритового ряда Западной Латвии

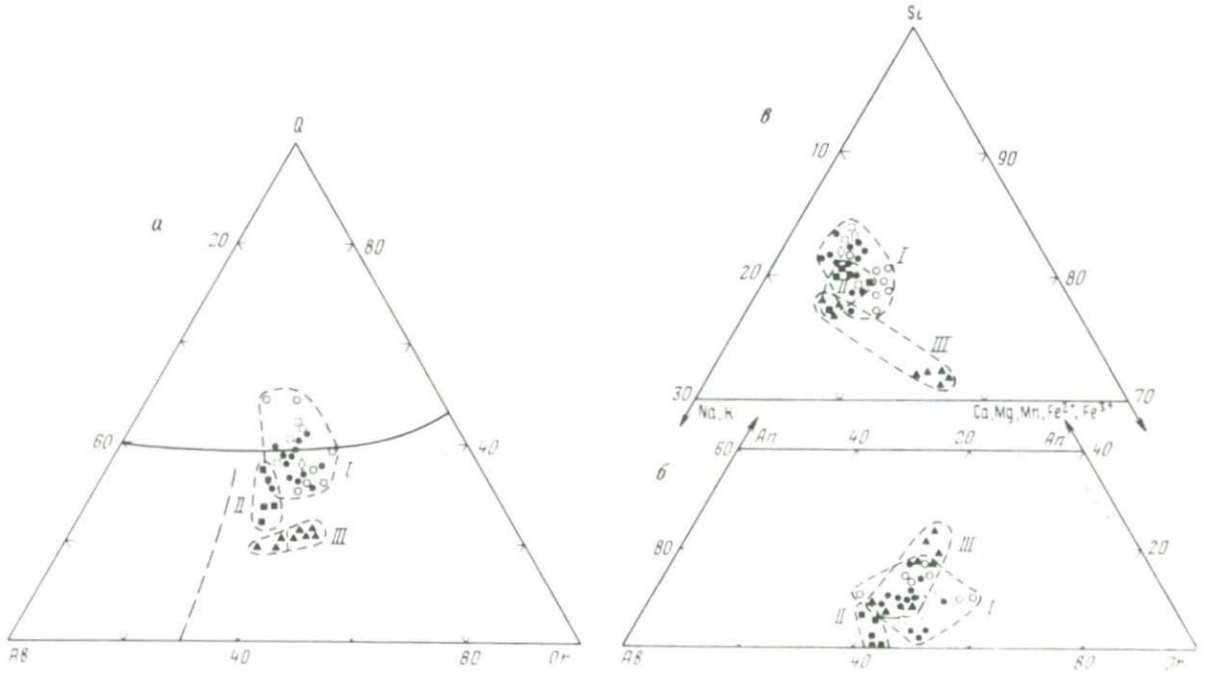
Фигуративные точки составов: рапакиви и рапакивиобразных гранитов (1- модальные, 2 - нормативные), мангеритообразных гранитов (3 - модальные, 4 - нормативные), кварцевых мангеритов и мангеритовых граносиенитов (5 - модальные, 6 - нормативные); 7 - поля составов: I - рапакиви и рапакивиобразных гранитов, II - мангеритообразных гранитов, III - кварцевых мангеритов и мангеритовых граносиенитов

Химические анализы гранитоидов были пересчитаны по методу А.Н. Заварицкого и нанесены на векторную диаграмму (фиг. 17). Для сравнения нанесены составы рапакиви массивов Салминского (средние составы интрузивных фаз), Выборгского и Ахвенисто. Как следует из диаграммы, рапакиви, рапакивиобразные граниты и мангеритообразные граниты Западной Латвии по своим петрохимическим особенностям более сходны с салминскими рапакиви и несколько отличаются от выборгских рапакиви. На диаграмме (фиг. 18) породы ряда кварцевые мангериты-мангеритовые граносиениты отчетливо обособляются от рапакиви и мангеритообразных гранитов. Сравнивая вариационную линию естественной ассоциации пород (фиг. 17) ряда кварцевые мангериты-мангеритовые граносиениты Западной Латвии с вариационной линией средних составов (по Дели) пород ряда мангерита и монцониты-сиениты-щелочные сиениты-нордмаркиты, можно видеть, что вариационная линия пород Западной Латвии на плоскости ash в общем, сохраняя субпараллельное направление, значительно смещена влево от вариационной линии средних, по Дели, составов. Это смещение вариационной линии латвийских пород от-

ражает их большую насыщенность SiO_2 и обеднение щелочами сравнительно со средними типами пород, т.е. кварцевые мангериты-мангеритовые граносиениты Западной Латвии являются более кислыми и менее щелочными аналогами (более кислой фацией) пород ряда мангериты и монцониты-сиениты-щелочные сиениты-нордмакиты. На плоскости csb обе вариационные линии весьма сближены, лишь в нижней части диаграммы вариационная линия пород Западной Латвии расположена ближе к оси "в", отражая несколько меньшую основность плагиоклаза сравнительно со средними мангеритом и монцонитом.

Для общего представления о соотношениях породообразующих минералов в породах комплексов рапакиви и гранитоидов мангеритового ряда Западной Латвии на фиг. 19 а,б показаны их нормативные (пересчитанные по П. Ниггли) составы Ab–Or–Q и Ab – Or – An. На фиг. 19,а изображена изобарическая диаграмма системы Ab – Or – Q при P_{H_2O} = 1 кбар (Tuttle,Bowen, 1958). Фигуративные точки составов рапакиви Латвии на ней локализуются близ эвтектической линии Or–Q и области тройного температурного минимума системы Ab–Or–Q–H_2O. В поле ортоклаза расположены выборгиты I фазы Салминского массива, выборгиты Выборгского массива и большинство гранитов Западной Латвии. В поле кварца попадают граниты II,III и V фаз Салминского массива и некоторые питерлиты Западной Латвии, что подтверждается широким развитием в последних дипирамидального кварца, выделявшегося в первую очередь. Фигуративные точки мангеритообразных гранитов образуют самостоятельное поле, смещенное влево (увеличение Ab) и вниз (уменьшение Q) от поля рапакиви. Составы мангеритообразных гранитов находятся в поле ортоклаза, что обусловило кристаллизацию в первую очередь мезопертитового полевого шпата. Составы кварцевых мангеритов - мангеритовых граносиенитов локализуются в виде третьего поля, вытянутого вдоль Ab–Or ребра, что отражает постоянство количества Q и изменчивые соотношения Or и Ab (кварцевые мангериты более обогащены Or, тогда как мангеритовые граносиениты - Ab). Нанесенные на диаграмму вариационные линии пород характеризуемых комплексов свидетельствуют, что тенденция изменения составов в процессе кристаллизации рапакиви существенно отличается от тенденции изменения составов кристаллизующихся пород ряда кварцевые мангериты-мангеритовые граносиениты.

На диаграмме составов Ab – Or – An (фиг. 19,б) фигуративные точки выделенных групп гранитоидов также обособляются в самостоятельные поля. Средние составы последовательно внедрявшихся гранитов позволяют установить тенденцию изменения кристаллизующихся составов, выраженную в обеднении их Ca, т.е. в прогрессивном раскислении кристаллизующегося плагиоклаза. Аналогичные изменения составов как будто имеют место и в рапакиви Западной Латвии. Вместе с тем по соотношениям компонентов полевошпатовой части пород намечается большая близость рапакиви Западной Латвии к рапакиви Салминского массива, нежели Выборгского. Составы мангеритообразных гранитов образуют поле, сдвинутое к Ab вершине, что отражает их большую обогащенность Na сравнительно с рапакиви. Характерно относительное постоянство количества Ab, тогда как содержания An и особенно Or



Фиг. 19. Диаграммы химических составов Ab – Or – Q (а), Ab – Or – An (б) и Na, K–Ca, Mg, Fe, Mn–Si (в) пород комплекса рапакиви и гранитоидов мангеритового ряда Западной Латвии и рапакиви Фенно-Скандии.

Поля составов: I – рапакиви и рапакивиобразных гранитов, II – мангеритообразных гранитов, III – кварцевых мангеритов и мангеритовых граносиенитов.

Условные обозн. см. на фиг. 17

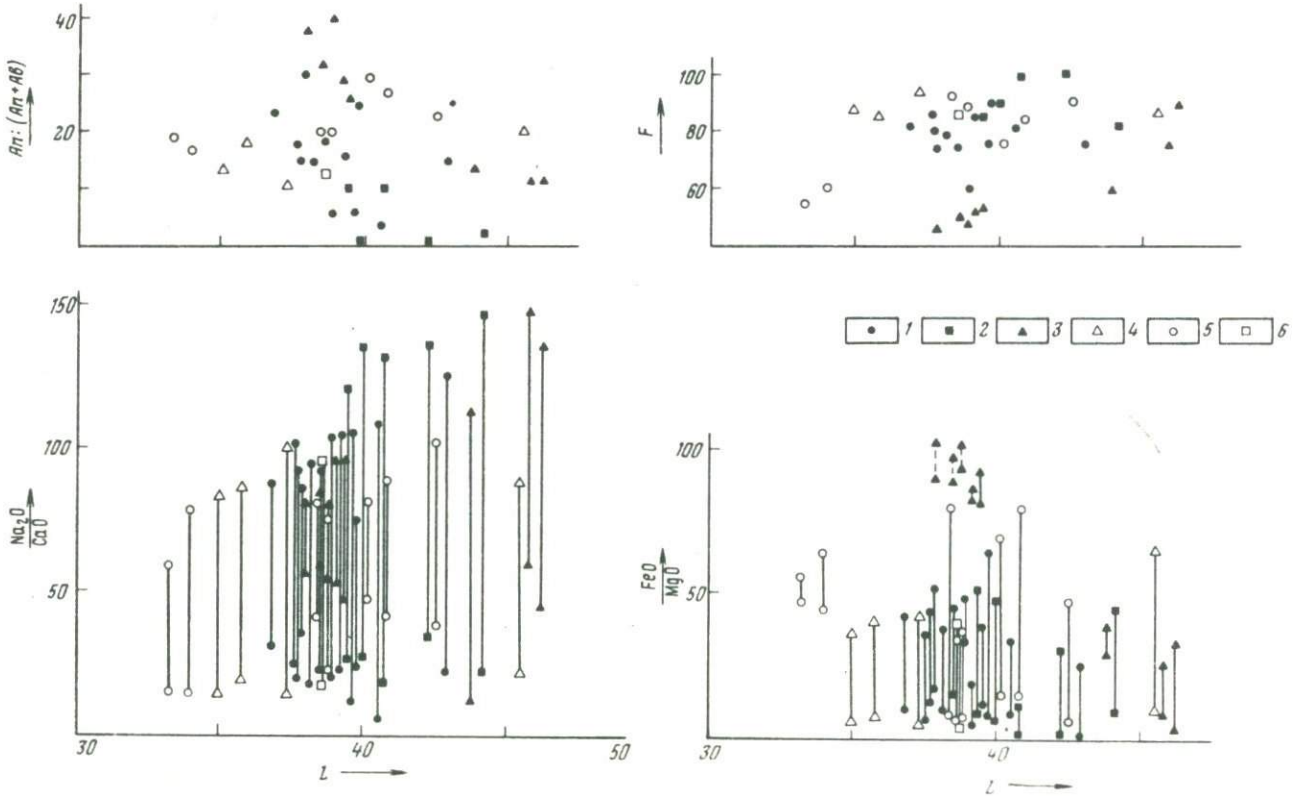
существенно варьируют. Составы кварцевых мангеритов – мангеритовых граносиенитов рассеяны параллельно Ab–An ребру диаграммы, образуя сильно вытянутое поле.

Подчиненные тенденции изменения составов различных в генетическом и петрохимическом отношении групп гранитоидов также отчетливо отражается на диаграмме составов Na, K – Si – Ca, Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn (в атомных %). Фигуративные точки различных групп гранитоидов локализуются в виде самостоятельных полей. Анализ положения фигуративных точек составов последовательно внедрявшихся порций магматических расплавов в Салминском и Выборгском массивах позволяют нам считать, что дифференциация рапакиви имела тенденцию к прогрессивному увеличению содержания Si с одновременным незначительным уменьшением количеств Na+K и суммы Ca, Mg, Mn, Fe^{2+}, Fe^{3+}. Фигуративные точки мангеритовых граносиенитов на этой диаграмме (как и на диаграмме составов Ab–Or–An) располагаются вблизи составов рапакиви, с одной стороны, и отчетливо обособлены от кварцевых мангеритов, с другой. Последние характеризуются существенным уменьшением Si и щелочей при одновременном возрастании суммы Ca, Mg, Mn, Fe^{2+}, Fe^{3+} по сравнению с мангеритовыми граносиенитами.

Для изучения поведения Na и Ca , отражающих составы нормативных плагиоклазов, нами составлены диаграммы (фиг. 20,а). По оси абсцисс здесь отложен коэффициент L по П. Ниггли, а по оси ординат – сопряженные для отдельных анализов значения Na и Ca (в атомных %) и на верхней части диаграммы – основность нормативного плагиоклаза. Для сравнения нанесены данные средних составов рапакиви Южной Финно–Скандии. Как видно из диаграммы, с возрастанием L атомное количество Ca уменьшается во всех рапакиви, тогда как в гранитоидах мангеритового ряда количество Ca остается постоянным. С увеличением L количество Na во всех группах гранитоидов прогрессивно возрастает, что отражается в увеличении длины линий сопряжения Na и Ca . Возрастание Na в свою очередь обусловило значительное раскисление плагиоклаза: отношение An : (An + Ab) прогрессивно уменьшается с возрастанием L .

Общеизвестно, что рапакиви и ассоциирующие с ними гранитоиды всегда характеризуются высокой железистостью. Для выяснения поведения Fe и Mg в описываемых породах построена диаграмма (фиг. 20,б), на которой по оси абсцисс отложен коэффициент L , по оси ординат – сопряженные значения Fe и Mg (в атомных количествах), а также общая железистость $F = (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn) : (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg)$.

Все гранитоиды, за исключением кварцевых мангеритов, характеризуются значительным преобладанием Fe над Mg, содержание Mg невелико, нередко опускается почти до нуля. В рапакиви и мангеритообразных гранитах с возрастанием L количество Mg в общем уменьшается, тогда как содержание Fe несколько возрастает или остается постоянным. Это отражается также на верхней части диаграммы в увеличении железистости F с возрастанием L. Железистость рапакиви Западной Латвии равна 0,80–0,90, несколько выше железистость рапакиви массивов Салминского и Ахвенисто, тогда как среди рапакиви Выборгского плу-


An : (An+Ab)
40
20
F
100
80
60
1
2
3
4
5
6
Na2O / CaO
150
100
50
30
40
50
L
FeO / MgO
100
50
30
40
L

Фиг. 20. Вариационные диаграммы зависимости содержания отдельных компонентов от коэффициента L по Ниггли

Фигуративные точки составов: 1 – рапакиви и рапакивиобразных гранитов Западной Латвии, 2 – мангеритообразных гранитов Западной Латвии, 3 – кварцевых мангеритов и мангеритовых граносиенитов Западной Латвии, 4 – рапакиви Салминского массива, 5 – рапакиви Выборгского массива, 6 – смеси рапакиви Фенно-Скандии.

На диаграмме линии сопряжения Fe и Mg показаны сплошной линией в случае преобладания Fe над Mg и штриховой – в случае преобладания Mg над Fe

тона, а также рапакивиобразных гранитов Пилтенско-Рижского плутона встречаются более магнезиальные разности. Наиболее магнезиальными из пород Западной Латвии являются кварцевые мангериты. В породах этой серии с возрастанием L наблюдается прогрессивное уменьшение атомных количеств Mg и Fe, однако общая железистость пород мангеритового ряда возрастает, достигая максимума в мангеритообразных гранитах (0,85–1,00).

Приведенные выше данные показывают, что гранитоиды мангеритового ряда значительно отличаются в петрохимическом отношении от рапакиви, что дополнительно обосновывает их выделение в самостоятельный интрузивный комплекс Пилтенско-Рижского плутона.

РАННЕПЛАТФОРМЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ЛАТВИИ

В пределах Западной Латвии глубоким бурением установлены вулканогенные образования (моложе рапакиви), относимые к платформенному этапу развития региона. Вулканические проявления резко контрастны по составу (кислые и субщелочно-базальтоидные) и различны по возрасту.

Древнейшими платформенными образованиями являются потоки кварцевых порфиров (вскрытая их мощность более 5 м), обнаруженные в районе пос. Павилоста (Биркис, 1969).

Эти эффузивы довольно однообразны по своим структурным и минералогическим особенностям и состоят из светло-серой или розовато-серой основной массы, в которую погружены крупные (до 2-3 мм) округлые, нередко резорбированные феннокристаллы серого кварца и розовато-красные и зеленовато-серые вкрапленники полевых шпатов. Только в самой верхней части потока в кварцевых порфирах появляется туфогенная примесь в виде остроугольных обломков кварца. Нередко породы окрашены в красновато-бурый цвет за счет интенсивного пропитывания основной массы гидроокислами железа.

Кислые лавы залегают на сильно выветренных габбро-норит-анортозитах и перекрываются терригенными осадками валдайской серии.

Кварцевые порфиры весьма сходны и сопоставимы с кислыми вулканитами субиотния Швеции (Богданов, 1967; Гейер, 1967), иотния Финляндии (Эскола, 1967), о-ва Сур-Саари (Полканов, Кратц и др., 1964), а также низов овруча Украины (Дранник, Богацкая, 1966) и иотния северо-восточной части Польши (Iuskowiakowa, 1967). Определение радиологического возраста, выполненное в лаборатории ИГЕМ АН СССР по валу, дало цифру 1050 ± 30 млн лет, что не противоречит геологическим данным и указывает на верхнепротерозойский возраст кварцевых порфиров. Однако этот возраст несколько занижен по сравнению с аналогичными по составу иотнийскими эффузивами Карелии, что, возможно, объясняется выветренным составом кварцевых порфиров Западной Латвии.

В пределах Кулдигской площади вскрыты выветренные субщелочные базальтоидные[1] лавы, которые залегают на эродированной поверхности

[1] Под базальтоидами, в соответствии с представлениями А.Н. Заварицкого (1955), мы понимаем группу основных-ультраосновных эффузивов повышенной щелочности, в составе которых часть известкового алюмосиликата замещена щелочным алюмосиликатом.

рапакивиобразных гранитов (характерно отсутствие коры выветривания на гранитах) в свою очередь с размывом перекрываются терригенными отложениями нижнего кембрия. Мощность покрова ультраосновных эффузивов, уцелевших от размыва, 5 м.

Лавы окрашены в зеленовато-бурый цвет, густо пропитаны гематитом, иногда обладают параллельной текстурой за счет послойного обогащения гематитом. Эффузивы сильно изменены процессами выветривания и состоят из пластинок обесцвеченного и хлоритизированного биотита, иддингситподобного минерала, хлорита, халцедона, кальцита, глинистого минерала, а также обильных выделений гематита. Из акцессорных минералов наблюдаются анатит, циркон и реликты магнетитовых кристаллов. Гематит является в основном продуктом гипергенных изменений темноокрашенных минералов. Первичная структура породы почти полностью утрачена. Судя по призматическому и округлому габитусу, а также составу псевдоморфоз, первичными минералами порфировых выделений являлись только пироксены и оливин. Довольно часто встречаются округлые и неправильной формы полости, выполненные кальцитом, халцедоном и глинистым минералом.

В самое последнее время на Дурбенской площади установлено, что габбро-нориты рассекаются серией маломощных (2-4 см) почти вертикальных жил, по составу близких к лимбургитам (табл. 30). Нередко в жилах наблюдаются небольшие (менее 1 см в поперечнике) ксенолиты габбро-норитов и их минералов. Контакты даек прямолинейные, иногда оторочены хлоритом. Лимбургиты в своей эндоконтактовой части (шириной 4-6 мм) содержат значительное количество (до 5-10% и более объема породы) мелких остроугольных обломков плагиоклаза, реже пироксенов, магнетита и габбро-норитов. Нередко видно, что обломки плагиоклаза незначительно перемещены или просто отодвинуты от минерала-хозяина на доли миллиметра. Характерно, что моноклинный пироксен в обломках хорошо сохранился, тогда как ромбический пироксен нацело серпентинизирован. Плагиоклаз практически не изменен, следы корродирования отсутствуют. Близ контакта жилы лимбургитов рассечены микротрещинами, выполненными кальцитом и хлоритом.

Жильные лимбургиты обладают ясной порфировой структурой и окрашены в черный цвет. Феннокристаллы пироксенов составляют 20-25% и более объема породы. Структура основной массы гиалопилитовая; непосредственно близ контакта наблюдаются следы течения магматического расплава - порфировые выделения удлиненно-призматического габитуса и удлиненные обломки минералов вмещающей породы ориентированы своим удлинением параллельно контакту. Текстура массивная, иногда пористая; поры выполнены карбонатом.

Основная масса лимбургитов представлена окисленным буровато-зеленым, зеленовато-бурым, близ контакта - черным раскристаллизованным, слабо поляризующим стеклом и агрегатом неясно индивидуализированных кристаллических минералов (микролиты и мелкие лейсты пироксенов, оливина, точечные выделения рудного минерала). Основная масса сильно серпентинизирована и хлоритизирована, в нее погружены хорошо образованные или же корродированные порфировые выделения

пироксенов (от 0,2–0,4 до 1 мм). Кроме того, наблюдаются более мелкие (сотые доли миллиметра) лейстовидные кристаллы ромбического пироксена. В породе участками встречаются мелкие (менее 0,1 мм) округлые карбонатные выделения, иногда с примесью хлорита, возможно, псевдоморфозы по оливину.

Вкрапленники моноклинного пироксена представлены хорошо ограненными короткопризматическими кристаллами; иногда наблюдается срастание по грани призмы двух или трех кристаллов. Феннокристаллы нередко зональны. В некоторых неправильно призматических (корродированных) кристаллах моноклинного пироксена, центральная часть сложена ортопироксеном. Моноклинный пироксен практически не изменен и представлен авгитом состава $Wo_{47}En_{23}Fs_{30}$ ($Ng = 1,724 + 2V = 56–60°$).

Вкрапленники ромбического пироксена преимущественно замещены иддингситподобным минералом и пластинчатым серпентином, реже буровато-зеленоватыми тальковым минералом и хлоритом. В строении некоторых псевдоморфоз участвует землистый эпидот-карбонатный агрегат. Ромбический пироксен представлен магнезиальной разностью – бронзитом Fs_{28} ($V-2 = 85°$). Судя по реликтам и облику псевдоморфоз, часть бронзитовых вкрапленников была зональной. В некоторых псевдоморфозах хорошо сохранились пластинчатые вростки моноклинного пироксена (структуры распада пижонита). Рудный минерал образует редкие вкрапленники неправильно округленной формы, со следами корродирования их расплавом.

Корродирование пироксеновых вкрапленников, реакционное замещение ромбического пироксена моноклинным, зональность пироксеновых феннокристаллов – все это свидетельствует о неустойчивом равновесии при кристаллизации субщелочных базальтоидов. Изменения бронзита (его замещение иддингситом, серпентином, тальком) и оливина? (замещение его карбонатом и тальковым минералом), вероятно, обязаны эпимагматическому воздействию (в том числе пневматолитическому).

Вмещающие ультрабазитовые дайки габбро-нориты довольно существенно изменены, однако изменения локализованы в непосредственной близости (1–2 см) от контакта с дайкой. В габбро-норитах наблюдается сеть микротрещин, выполненных кальцитом, кальцитом и хлоритом. Отмечаются микрогрануляция и катаклаз. Плагиоклаз в значительной степени соссюритизирован; ромбический пироксен замещен иддингситоподобным минералом, серпентином, хлоритом; по моноклинному пироксену иногда развивается землистый эпидот-карбонатно-глинистый агрегат. Исключительно редко вблизи контакта отмечается развитие розового альмандинового (?) граната.

Химические анализы субщелочных базальтоидов Западной Латвии приведены в табл. 29. Как видно из таблицы, составы эффузивной и жильной пород близки. Эффузивная фация по сравнению с жильной несколько обеднена магнием, но обогащена кремнеземом, железом и калием. От траппов Русской платформы и среднего состава траппа Тунгусского бассейна латвийские породы отличаются высокой щелочностью, особенно в отношении калия, повышенным содержанием MgO, FeO и пониженным – SiO_2, Al_2O_3 и CaO.

Таблица 29

Химические составы щелочных базальтоидов Западной Латвии и средние составы некоторых близких пород (вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	39,91	28,86	50,35	48,50	49,49	41,25	42,25	46,56
TiO_2	1,29	1,52	0,60	1,42	1,82	1,59	2,52	1,32
Al_2O_3	13,03	13,99	16,68	15,75	14,42	12,03	16,26	15,41
Fe_2O_3	5,81	17,03	3,71	3,43	4,05	5,65	8,43	7,85
FeO	8,64	5,43	4,61	8,88	8,69	7,29	5,46	5,03
MnO	0,18	-	0,02	0,19	0,21	0,54	-	0,13
MgO	10,34	8,73	7,69	5,62	6,11	11,22	5,49	7,81
CaO	9,09	8,41	12,41	10,69	9,26	11,88	9,75	6,46
Na_2O	1,81	0,60	2,06	2,18	2,77	3,40	4,45	1,39
K_2O	0,98	2,22	0,73	0,69	0,98	1,30	1,92	0,55
H_2O			0,31	2,65	1,85	3,85	3,47	6,48
П. п. п.	8,33	12,52	1,16					
Сумма	99,41	99,31	100,33	100,00	99,65	100,00	100,00	98,99

1. Жильный лимбургит Западной Латвии.
2. Лимбургитовая лава Западной Латвии.
3. Базальт из Припятского вала, Украина. Кроме того, присутствуют P_2O_5 = 0,44; SO_3 = 0,17 (Савченко, 1969)
4. Габбро-диабаз восточной части Русской платформы (Веселовская и др., 1964).
5. Средний состав траппа Тунгусского бассейна, Сибирская платформа (Лебедев, 1955).
6. Базальты все (среднее) по Дели.
7. Лимбургит по Дели.
8. Авгитит, средний по Дели (5, 6, 7, по Четверикову, 1954).

По своему составу и петрохимическим особенностям указанные породы наиболее близки к лимбургитам. Нормативный состав дайки (пироксеновый вариант): 33,9 - ромбический пироксен (9,2 - Hy; 24,7 - En); 51,7 - моноклинный пироксен (4,6 - Di; 14,0 - Hd; 21,1 - Ts; 12,0 - Id); 7,2 - титаномагнетит (5,2 - Mt; 2,0 - Ilm);

7,2 – фельшпатоиды (5,5 – Ls; 1,7 – Ne). Нормативный пироксен является шелочным (~23% жадеитовой молекулы), существенно кальциевым (~41% молекулы Чермака), а нормальные лейцит и нефелин, видимо, входят в состав стекла и основной массы.

По геологическим данным возрастные границы субщелочного базальтоидного вулканизма в Западной Латвии определяются в весьма широких пределах. Дайки пикритовых порфиритов рассекают анортозитовый массив (его возраст – конец раннего протерозоя – начало среднего протерозоя). Покров шелочно-базальтоидных лав залегает на денудированной поверхности рапакивиобразных гранитов (их возраст – конец среднего протерозоя). Верхняя возрастная граница определяется налеганием терригенных образований нижнего кембрия на размытую поверхность ультрабазитового покрова.

Определения радиологического возраста, выполненные в лаборатории ИГЕМ АН СССР по валовым составам пород лавы и жилы, дали соответственно цифры 595±25 млн. лет и 600±25 млн. лет, соответственно, что отвечает самым верхам протерозоя (рифей, венд) и указывает на одновозрастность и, видимо, комагматичность эффузивных и жильных образований.

Согласно Н.П. Семененко (1967), радиологический возраст 600 млн. лет соответствует пятому докембрийскому циклу магматизма (самым верхам рифея), который знаменуется стабилизацией крупнейшей в мире Восточно-Европейской платформы; в пределах последней установлены платформенные отложения докембрия возрастом до миллиарда лет. Таким образом, субщелочной базальтоидный магматизм Западной Латвии отвечает уже типично платформенному режиму развития региона, раннему его этапу. Этот период на Восточно-Европейской платформе характеризуется преимущественно платобазальтовым, трапповым магматизмом. Так, по данным М. М. Веселовской и др. (1964), в рифейскую эпоху в центральных и восточных областях Русской платформы широко развиты гипабиссальные базитовые образования, а в нижнем палеозое преобладала эффузивная деятельность. В рифейских отложениях Волго-Уральской области установлены дайки и пластовые интрузии габбро-диабазов, диабазов, сиенито-диоритов и палеодиоритов мощностью 3–165 м.

На Украинском кристаллическом щите и в обрамляющих его структурах с позднедокембрийским магматизмом связано проявление траповой формации на Западном склоне щита; в области Припятского вала, в Приднепровье и Днепровско-Донецкой впадине; формирование этой формации укладывается в интервал 800–500 млн лет. На Украинском шите этим возрастом датируются также единичные дайки диабазов (Бернадская, 1969).

Согласно В. И. Гоньшаковой и В. П. Корзуну (1968), щелочные базальтоиды, в том числе и лимбургиты, развитые в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем, в отличие от Западной Латвии имеют девонский возраст.

Для Балтийского кристаллического шита, по данным К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова (1969), в позднедокембрийское время (рифей, венд) также характерно проявление базальт-андезито-дацитового и

долеритового (траппового) магматизма, а к раннему палеозою относится появление карбонатит-щелочно-гипербазитовой (интрузии центрального типа) формации.

Обнаружение субщелочно-базальтоидного магматизма, относимого к рифею, дает основание говорить о сложности магматических проявлений начальноплатформенного этапа развития региона. Появление субщелочных базальтов наряду с трапповым магматизмом рифейского возраста указывает на возможность обнаружения в этом или соседних регионах их интрузивных аналогов со специфической для этих магматических комплексов минерализацией.

ОБШИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ДОКЕМБРИЙСКОМ МАГМАТИЗМЕ ЗАПАДНОЙ ЛАТВИИ

Анортозитовые массивы, встречающиеся в природных условиях, грубо можно подразделить на два главных типа.

1. Стратиформные анортозиты, образующие слои в расслоенных базитовых интрузиях. Плагиоклаз в таких дифференцированных массивах представлен серией твердых растворов общей основностью от An_{90} до An_{50}. Анортозитовые прослои, приуроченные к таким расслоенным массивам, сложены, как правило, битовнитом с небольшими отклонениями в сторону лабрадора или анортита. Очень интересно, что химические составы таких пород близки составам лунных анортозитов, доставленных на землю экипажем "Аполлона-11" (табл. 30). Происхождение подобного рода анортозитов (как земных, так и лунных), генетически связанных с базальтовой магмой, объясняется кристаллизационной дифференциацией первичной базальтовой магмы при относительно небольших давлениях по классической схеме Боуэна.

2. Массивные анортозиты, образующие автономные массивы, иногда огромных размеров, приуроченные к докембрийскому цоколю древних платформ, отличаются относительным постоянством состава плагиоклаза в пределах An_{40-60}, в среднем An_{50}. Эти анортозиты ассоциируют как с габброидами, так и с гранитной серией пород (сиениты, мангериты и т. д.). Генезис массивных анортозитов является темой не прекращающейся до сих пор дискуссии.

Анортозиты Западной Латвии относятся ко второму типу.

Образования, подобные габбро-норит-анортозитовому комплексу Западной Латвии, широко распространены в докембрии земного шара и занимают колоссальные площади, иногда в десятки тысяч квадратных километров. Огромные массивы анортозитов известны на Американском континенте (п-ов Лабрадор, Сагуеней, Сан-Урбано, Морин, Уайбугамау, Лабревиль-Квебек, Онтарио, Адирондак, Айдахо и др.), в Африке (Ангола, Танзания и др.), в Азии (Джугджурский, Каларский и другие массивы), в Европе (Берген и Эгерсунн в Норвегии, Ахвенисто и другие в Финляндии, Коростеньский, Новомиргородский и другие на Украинском щите) и т. д.

Все перечисленные массивы имеют докембрийский возраст и обладают сходными особенностями минералого-петрографического характера. Преобладают в них крупнозернистые, почти мономинеральные анортозиты (лабрадориты), с которыми тесно связаны, но находятся в подчиненных соотношениях габброиды.

Таблица 30

Сравнительный состав различных типов анортозитов (вес. %)

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	47,98	45,4	49,98	52,75
TiO_2	0,13	Сл.	0,14	0,48
Al_2O_3	31,09	33,8	28,94	26,30
Cr_2O_3	-	Сл.	-	-
Fe_2O_3	0,50	Нет	0,80	1,20
FeO	0,94	2,8	1,43	1,69
MnO	0,01	0,1	0,07	0,03
MgO	0,52	1,7	0,84	1,21
CaO	14,09	17,5	14,01	10,39
Na_2O	2,98	0,4	2,73	4,32
K_2O	0,44	Сл.	0,42	0,58
P_2O_5	Нет	-	0,09	0,10
H_2O	0,90	Нет	0,55	0,10
Сумма	99,58	101,7	100,00	100,15

1. Анортозит Оронгойского гибброидного массива, Бурятия (Богатиков, 1966).
2. Лунный анортозит (Science, 1970).
3. Средний анортозит автономных массивов (Nockolds,1954).
4. Средний анортозит Западной Латвии.

Исследованиями последних лет в пределах западной части Восточно-Европейской платформы многими буровыми скважинами вскрыты основные породы. Совместная интерпретация геофизических материалов и данных глубокого бурения показали, что в цоколе древней платформы имеется большое количество массивов анортозитов и габбро-норитов, образующих своеобразный базитовый пояс древней платформы. Помимо давно известных Коростеньского и Ново-Миргородского габбро-норит-анортозитовых массивов Украины, массивов Ахвенисто и других, в юго-восточной Фенно-Скандии подобные массивы выявлены на территории Прибалтики и Восточной Польши (Биркис, 1966; Богатиков, Биркис, 1970). Таким образом, пояс габбро-норит-анортозитовых массивов или Западный базитовый пояс, обрамляющий с запада Восточно-Европейскую

платформу, протягивается на огромное расстояние от Украинского кристаллического щита через Восточную Польшу и Прибалтику до Южной Фенно-Скандии. На востоке платформы описан Чигирельский массив лабрадоритов (Ситдиков, Валеев, 1963), а также другие габбро-норитовые интрузивы (Эллерн, Ситдиков, 1962). По-видимому, габбро-норит-анортозитовая серия пород в пределах платформы имеет региональное развитие и приурочена к ее краевым частям.

В пределах Западного базитового пояса габбро-норит-анортозитовые массивы пространственно тесно ассоциируют с громадными плутонами рапакиви (Выборгский, Пилтенско-Рижский, Пишский, Коростеньский и др.). Значительная часть основных массивов располагается внутри плутонов, преимущественно в краевых их частях, реже анортозитовые массивы располагаются в пределах складчатой рамы, представленной породами глубоко метаморфизованными в условиях гранулитовой и высокотемпературной части амфиболитовой фации.

Однако наиболее тесная пространственная связь наблюдается между породами габбро-анортозитового комплекса и мангеритовыми гранитоидами. Участки мангеритовых гранитоидов были встречены в анортозитах, прожилки мангеритов прорывают анортозиты. В то же время сами мангеритовые граниты рвутся жилами и дайками рапакиви - порфиров, что указывает на их более древний возраст. Пространственные соотношения мангеритовых гранитов и рапакиви, при полном отсутствии обнажений и близких геофизических параметрах, недостаточно ясны. Однако судя по данным буровых скважин, площадные отношения мангеритовых гранитов и рапакиви можно оценить как 1:10, т.е. если общая площадь, занятая гранитами в Западной Латвии, равняется примерно 25 000 км^2, то площадь, занятая мангеритовыми гранитами, составляет порядка 2500 км^2, т. е. сопоставима с площадью, занятой породами габбро-анортозитовой серии (~2700 км^2). К этому следует добавить, что мангеритовые граниты распространены исключительно в зоне развития габбро и анортозитов и практически не встречаются в других участках Пилтенско-Рижского плутона. Особенности минерального состава мангеритов указывают на высокую температуру их образования и высокие давления. Таким образом, как уже говорилось выше, велика вероятность генетического родства габбро-анортозитовой серии пород и гранитов мангеритового ряда. Особенно четко это родство доказано для некоторых сложных магматических комплексов Финляндии, Норвегии и Северной Америки.

Проблема генезиса анортозитов до сих пор остается остро дискуссионной. Не вдаваясь в существо разногласий, отметим только, что в настоящее время существует пять основных концепций происхождения анортозитов.

1. Магматическое происхождение при фракционной кристаллизации первичной габбро-анортозитовой, габброидной, диоритовой и кварцево-диоритовой магм.

2. Метасоматическое происхождение при метасоматическом преобразовании базитов или пород иного состава.

3. Метаморфическое происхождение в процессе метаморфической дифференциации в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма.

4. Ассимиляционное происхождение в результате усвоения базальтовой магмой большого объема глинистых осадков в орогенический период в условиях глубокой катазоны или усвоения кислой магмы высокоглиноземистого и карбонатного материала.

5. Анатектическое происхождение за счет плавления высокоглиноземистых осадков в глубинных условиях катазоны возможно с частичным участием базальтового слоя.

Авторы последних обзоров о происхождении анортозитов (Тернер, Ферхуген, 1961; Buddington, 1961; Kranck, 1961; Anderson, 1969) считают, что в генезисе анортозитов главную роль играют магматические процессы и, возможно, тесно связанные с ними анатектические процессы.

Как видно из краткого перечня современных гипотез на генезис анортозитов, одной из главных является различное представление на исходный материал, при преобразовании которого могли каким-либо образом произойти анортозиты. В случае магматического генезиса - состав родоначальной магмы, в случае анатексиса - состав переплавленного участка земной коры, в случае метасоматоза - состав преобразуемого субстрата. Впрочем, если становиться на точку зрения метасоматического генезиса анортозитов, то состав первичного субстрата имеет очень небольшое значение, так как при определенных физико-химических условиях и при определенном наборе компонентов, участвующих в процессах привноса-выноса, всегда можно получить вещество, по составу отвечающее анортозиту.

Однако как указывает целый ряд признаков, а в первую очередь парагенезисы габбро-норит-анортозитов, отвечающие высоким температурам их образования, видимо, следует по крайней мере для большинства известных габбро-анортозитовых массивов исключить возможность их метасоматического генезиса и принять магматическое их происхождение вне зависимости от способа образования родоначальной магмы. Таким образом, вопрос о составе исходного расплава приобретает принципиальное значение.

В настоящее время существуют три точки зрения на состав родоначальной магмы.

1. Базальтовая магма. Концепция о базальтоидном составе родоначальной магмы анортозитов сложилась в процессе детального изучения расслоенных интрузий верхних частей земной коры, где прослои анортозитов почти всегда присутствуют в строении таких массивов. Однако, как уже указывалось и как можно видеть из табл. 30, химический и минеральный состав подобного рода анортозитов резко отличается от состава анортозитов автономных массивов. К тому же подсчитываемые различными авторами средневзвешенные составы автономных анортозитовых массивов (или комплексов) никогда не отвечают составу исходного базальта. Поэтому в настоящее время остается все меньше сторонников исходной базальтовой магмы при образовании автономных анортозитов.

2. Габбро-анортозитовая магма. Эта концепция имеет много сторонников. Действительно, средний состав габбро-норит-анортозитовых комплексов (без гранитной серии) отвечает габбро-анортозиту. Особенно

укрепились позиции сторонников габбро-анортозитовой исходной магмы после экспериментальных работ Иодера (Yoder, 1955), который установил, что в системе диопсид - анортит по мере увеличения давления паров воды от 0 до 5000 бар состав эвтектики меняется от 42 до 73 вес. % анортита, а температура этой автектики меняется от 1274 до 1095°С. На основании этого Баддингтон (Buddington, 1961), а за ним и другие авторы предположили, что анортозиты могут быть образованы при частичном плавлении нижних горизонтов земной коры в условиях высокого давления водяного пара.

Однако эти экспериментальные данные входят в противоречие с геологическими, указывающими на "сухие" условия становления габбро-норит-анортозитовых комплексов. Вмещающими для анортозитов, как правило, являются породы гранулитовой фации метаморфизма, сформировавшиеся в условиях низкого P_{H_2O}. В подавляющем большинстве в породах комплекса отсутствуют значительные содержания водосодержащих минералов (амфибол), которые должны бы кристаллизоваться вместо пироксена при таком давлении водяного пара. Fe-Ti-окисные минералы отличаются высокой степенью восстановления железа (ильменит), фемические силикаты содержат очень незначительное количество Fe^{3+}, апатит относится к фтористой разновидности, в нем почти отсутствует минал гидроксил-апатита. В этом отношении анортозиты Западной Латвии (как впрочем и большинства анортозитовых массивов земного шара) сходны с лунными анортозитами, в которых Fe^{3+} полностью отсутствует. Таким образом, концепция Иодера, видимо, не применима при истолковании генезиса автономных массивов анортозитов.

Другой в настоящее время, видимо, пока не разрешимой проблемой является генезис самой габбро-анортозитовой магмы. Обширные работы Грина (1968) по изучению фракционирования сухих расплавов высокоглиноземистого базальта в интервале давлений 0-36 кбар показали отсутствие в этих условиях образования глиноземистого жидкого фракционата. Кристаллизация плагиоклаза преобладала до 7 кбар, затем до 18 кбар совместно с плагиоклазом кристаллизовался глиноземистый пироксен, а при более высоком давлении ранними кристаллизующимися фазами были глиноземистый моноклинный пироксен и гранат. Таким образом, Грин приходит к выводу, что до давлений 36 кбар в сухих условиях процесс фракционной кристаллизации базальта не может привести к появлению габбро-анортозитовой магмы. Образование габбро-анортозитовой магмы при переплавлении высокоглиноземистых осадков, конечно, при определенных условиях могло иметь место. Однако огромные площади, занятые анортозитами, и глобальное их распространение на всех древних щитах указывают на какие-то общие условия образования, имея в виду как физико-химические условия становления, так и, видимо, общий состав родоначальной магмы.

3. Андезитовая или кварцево-диоритовая первичная магма. Как указывал Мишо (Michot, 1955), с габбро-норит-анортозитовыми комплексами всегда ассоциируют кислые породы, масштаб проявления которых не всегда удается выяснить, а генетическое родство с анортозитами не всегда возможно доказать. Поэтому, рассчитывая состав родоначальной магмы, многие исследователи оставляют без внимания кислые породы.

Предположения о диоритовом составе родоначальной магмы адирондакского анортозитового комплекса ранее были высказаны Болком (Balk, 1931) и Бартом (Barth, 1936), позднее Филлоттс (Phillpotts, 1966), изучая анортозит-мангеритовую серию Морин в юго-восточном Квебеке, пришел к выводу о родоначальной магме этой серии, приближающейся к составу кварцевого диорита (андезита). Валовые составы массивов Адирондакского (Buddington, 1939), Эгерзундского (Barth, 1936), Найнского (Wheeler, 1960), Белло-Десолнье (Philpotts, 1966) и др., по оценкам различных авторов, также приближаются к составу андезита.

Исходя из сказанного, придерживаясь точки зрения генетического родства габбро-анортозитов и мангеритовых гранитов, можно попытаться рассчитать состав исходной магмы, давшей начало габбро-норит-анортозитовой серии пород Западной Латвии (средний состав соответствует габбро-анортозиту, см. табл. 25) и мангеритовым гранитам (табл. 25). В каком-то приближении этот состав будет соответствовать формуле:

$$\text{Средний состав исходной магмы} = 0{,}5\ \text{габбро-анортозит} + 0{,}5\left(\frac{\text{кварцевые мангериты} + \text{мангеритовые граносиениты}}{3} + \frac{\text{мангеритовые граниты}}{3}\right).$$

Рассчитанный по этой формуле состав (табл. 25) близок к среднему составу андезита, среднему составу метапород Латвии и среднему составу земной коры, согласно различным авторам (см. табл. 2).

Многочисленные попытки вычисления среднего состава земной коры, обзор которых приведен в книге Т. Барта (1956), однозначно указывают на андезитовый ее состав. Подобные представления подтверждаются средним составом ледниковой глины, который соответствует усредненному составу древних щитов.

В последнее время Г.Д. Афанасьевым (1969) были сделаны подсчеты среднего состава исходной магмы некоторых магматических комплексов Южной Америки, Африки, Азии и др. Вычисленные средние составы оказались очень близки к составу кварцевого диорита и к среднему составу земной коры в целом.

Это заставляет обратить особое внимание на то обстоятельство, что согласно экспериментальным данным (Грин, Рингвуд, 1968) при давлениях около 30 кбар (которые соответствуют глубинам порядка 100 км, т.е. глубинам магмозарождения) наименьшие температуры плавления и отвердевания характерны именно расплавам, имеющим состав андезита (Богатиков, Годлевский, Петров, 1970).

На основании этих данных логично предположить об андезитовом составе родначальной магмы анортозитовых массивов, возникшей или по схеме Рингвуда и Грина (1968), или при локальном плавлении значительных участков докембрийской земной коры в условиях катазоны.

Экспериментальные исследования при давлениях 9-13,5 кбар, приведенные Т. Х. Грином (Грин, 1968), подтверждают эти представления.

Эксперименты показали два возможных пути образования анортозитов: 1) фракционная кристаллизация первичной кварцево-диоритовой (андезитовой) магмы и 2) частичное плавление первичного кварцевого диорита или иного подобного по составу материала, в условиях нижней части земной коры и верхней мантии. В то же время установлена невозможность формирования габбро-анортозитовой магмы при процессах "сухой" фракционной кристаллизации магмы базальтового состава или "сухого" селективного плавления перидотита, отвечающего верхней мантии, не говоря уже о магме собственно лабраторитового состава.

Одной из загадок габбро-норит-анортозитовых комплексов является удивительно постоянный состав в них плагиоклаза, отвечающий примерно составу An_{50-55}. Это обстоятельство также находит объяснение с позиции андезитовой родоначальной магмы и условий кристаллизации в пределах катазоны. Согласно Грину (1968), именно плагиоклаз состава An_{50} – наиболее устойчив при давлениях порядка 10 кбар (~30 км); с уменьшением давления плагиоклаз обогащается кальциевой составляющей. Таким образом, состав плагиоклаза является своего рода геологическим барометром, указывающим на катазональные условия становления описываемого комплекса.

Тесная ассоциация в Западной Латвии анортозитов, габбро-норит-анортозитов, габбро-норитов, троктолитов и плагиоклазовых перидотитов, постепенные переходы между ними, общность минералого-петрографических и петрохимических особенностей, свойственные дифференцированным габброидам, – все это указывает на то, что породы латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса являются производными единой магмы, результатом ее фракционной дифференциации, т.е. на магматическое (вне зависимости от условий возникновения первичной магмы) происхождение рассматриваемого комплекса. На это же указывают типично магматические структуры большинства пород, равновесный состав сосуществующих минералов, состав и структуры распада пироксенов, соответствующих по химизму первичному пижониту (что указывает на высокую температуру их кристаллизации, а повышенное содержание Al_2O_3 в моноклинном пироксене указывает на высокое давление), высокая температура гомогенезации газово-жидких включений в плагиоклазе и цветных минералах (Богатиков, Биркис, 1970).

Вместе с тем авторы считают, что докембрийский возраст всех известных анортозитовых массивов, приуроченность их к древним щитам (точнее, к их подвижным поясам) с их мощной толщей глубоко метаморфизованных образований, ассоциация с гранулитами, чарнокитами и мангеритами, почти мономинеральный состав анортозитов, крупный до гигантского размер кристаллов плагиоклаза, широко распространенные венцовые, друзитовые структуры сложного строения и последовательная смена минералов в венцах (оливин → гиперстен → клинопироксен → биотит → тремолит → гранат → плагиоклазовый симплектит), наблюдаемая под микроскопом собирательная перекристаллизация и как следствие этого, резко выраженная порфировидность пород, слабо проявленная метаморфическая дифференциация, наблюдаемые в анортозитах процессы высокотемпературной гранитизации и т.д. – все это указывает на то, что процессы метаморфизма играли также существенную роль при становлении габбро-норит-анортозитовых массивов.

По-видимому, габбро-норит-анортозитовый комплекс пород, возникший в условиях магматической дифференциации первичной магмы, в дальнейшем претерпел сложные метаморфические преобразования, регрессивные по своей направленности, начавшиеся в условиях гранулитовой (или мангеритовой, по Мишо) фации и закончившиеся в обстановке амфиболитовой фации.

Собирательная перекристаллизация плагиоклаза, метаморфическая дифференциация (по Рамбергу) Fe-Ti – окиснорудных минералов обусловили возникновение крупно- и гигантозернистых анортозитов и перераспределение рудного компонента в массивах. Широкое развитие венцовых, коронитовых[1] структур в породах габбро-норит-анортозитового комплекса в Западной Латвии, как и в других местах, сопровождаемое появлением облачного погасания в плагиоклазовых зернах, также связано, как считает большинство исследователей анортозитов, с процессами высокотемпературного "сухого" метаморфизма.

Таким образом, габбро-норит-анортозитовый комплекс Западной Латвии прошел сложный путь магматических и наложенных на них регрессивных метаморфических и ультраметаморфических преобразований в условиях больших глубин и высоких температур (гранулитовая и мангеритовая, по П. Мишо, фации). Последовательная смена процессов магматизма и метаморфизма привела к возникновению специфической габбро-норит-анортозитовой серии пород с преобладанием мономинеральных анортозитов.

Ряд исследователей (Buddington, 1939; 1961; Bose, 1959; de Ward, Walton, 1967; Windley, 1967; Leelanandan, 1967; Лебедев, 1969 и др.) указывают на существенные метаморфические преобразования (или даже переработку), которым подверглись породы габбро-норит-анортозитовых массивов, являющиеся по генезису первично-магматическими образованиями, что находится в соответствии с выводами авторов.

Габбро-норит-анортозитовые комплексы, имеющие магматическую природу, но подвергшиеся серьезным метаморфическим преобразованиям преимущественно регрессивного характера и высокотемпературной гранитизации в условиях больших глубин и высоких температур, т.е. в условиях катазоны и мангеритовой фации (по П. Мишо), целесообразно выделить в самостоятельную плутоно-метаморфическую формацию по примеру ранее выделенной вулкано-плутонической формации (Устиев, 1963).

В плутоно-метаморфическую формацию, видимо, следует объединить докембрийские анортозитовые массивы. Выделение анортозитов в плутоно-метаморфическую формацию подчеркивает двойственность процессов, приведших к образованию столь специфических базитовых комплексов, и будет способствовать более глубокому и всестороннему их изучению с целью установления генезиса и места анортозитов в общей теории глубинного строения земной коры и верхней мантии. Вполне

[1] Коронитовые структуры чаще всего возникают в краевых фациях (частях) анортозитовых массивов.

вероятно, что плутоно-метаморфическая формация анортозитов соответствует интрузивным образованиям гранулитовой фации, в классификации П. Эскола (Eskola, 1939), и глубокой катазоны (мангеритовая фация) классификация П. Мишо (Michot, 1957).

Что касается рапакиви, то имеющийся в нашем распоряжении недостаточный геологический материал позволяет лишь говорить о более позднем времени становления интрузий рапакиви по сравнению с габбро-анортозитами и мангеритовыми гранитами.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1933, 11, вып. 4.

Архангельский А.Д., Колюбакин В. В., Розе Т. Н. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР. – Изв. АН СССР, серия геофиз. и геогр. 1937, № 2.

Афанасьев Г.Д. Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР. – Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 4.

Афанасьев Г.Д. Некоторые данные о петрографическом значении K–Na полевых шпатов. – Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 6.

Афанасьев Г.Д. О некоторых вопросах изучения базитового магматизма. Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 3.

Барт Т.Ф. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.

Барт Т.Ф. Измерение палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Бернадская Л.Г. Платформенный последокембрийский и послекембрийский магматизм Украинского щита и обрамляющих его структур. – В кн. "Материалы 1У Всесоюзного петрографического совещания". Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1969.

Биркис А. П. Салдусский анортозитовый массив Западной Латвии. – Изв. АН Латв. ССР, 1966_1, № 8 (229).

Биркис А. П. Докембрийская лабрадоритовая интрузия Северо-Западной части Русской платформы (по данным глубокого бурения). – В сб. "Материалы 1У Конференции геологов". Минск, 1966_2.

Биркис А.П. Основные гранулиты из архейского кристаллического основания северо-восточной Латвии. – Изв. АН СССР, 1967, № 3 (236).

Биркис А.П. Новые данные о древнейших платформенных образованиях на территории Западной Латвии. – В сб. "Региональная геология и тектоника Прибалтики и Белоруссии". Рига, Изд-во "Зинатне", 1969.

Биркис А.П., Озолинь Н.К. Некоторые данные о геологическом строении кристаллического основания Латвии. – В сб. "Материалы V Конференции геологов Прибалтики и Белоруссии". Вильнюс, изд-во "Периодика", 1968.

Бобриевич А. П., Соболев В.С. Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса. – Записки Всес. мин. об-ва, 1957, ч. 86, № 1.

Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., изд-во "Наука", 1966.

Богатиков О.А., Годлевский М.Н., Петров В.П. Современные проблемы изучения базитового магматизма. – Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 1.

Богатиков О.А., Биркис А.П. Габбро-норито-анортозитовый комплекс Западной Латвии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 8.

Богатиков О.А., Биркис А.П. Габбро-лабрадоритовый пояс Запада Восточно-Европейской платформы. – В сб. "Труды IV Всесоюзного петрографического совещания". М., изд-во "Наука", 1972.

Богатиков О.А., Карпова О.В., Печерский Д.М., Шаронова Э.В. Исследование Fe-Ti-окисных минералов Патынского габброидного массива в связи с условиями его образования. – Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 9.

Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. – Вестник МГУ, серия геол., 1967, № 1.

Бондаренко Л.П. Гранулиты и чарнокиты центральной части Кольского полуострова. – В кн. "Чарнокиты". М., изд-во АН СССР, 1964.

Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., изд-во "Наука", 1968.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 2.

Варданянц Л.А. Геологическая карта фундамента Русской платформы масштаба 1:5 000 000. Госгеолтехиздат, 1960_1.

Варданянц Л.А. Архей и протерозой. – В кн. "Геология СССР", т. XXXУШ. Госгеолтехиздат, 1960_2.

Варданянц Л.А., Тихомиров С.Н. Геологическая карта поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. – В кн. "Геология докембрия". Л., изд-во "Наука", 1968.

Варданянц Л.А., Тихомиров С.Н. Докембрийский магматизм Русской платформы. – В кн. "Петрография докембрия Русской платформы", Киев, изд-во "Наукова думка", 1970.

Васильев В.А. Геохронология докембрия Южной Прибалтики. – В сб. "Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики". Минск, изд-во "Наука и техника", 1968.

Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви. Труды ЛАГЕД АН СССР, 1953, вып. 3.

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика кианитового и андалузитового типа регионального метаморфизма (на примере Северо-Байкальской и Северо-Ладожской областей развития метаморфической зональности). М.-Л., изд-во "Наука", 1972.

Веселовская М. М., Иванова З. П., Кирсанов В. В., Хмелева Е. Н. Трапповый магматизм верхнего протерозоя и нижнего палеозоя на Русской платформе. – В кн. "Базальты плато". М., изд-во "Наука", 1964.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., изд-во "Мир", 1969.
Гейер П. Докембрий Швеции. – В кн "Докембрий Скандинавии". М., изд-во "Мир", 1967.
Гоньшакова В. И., Корзун В. П. Особенности проявления щелочно-ультраосновного-щелочного базальтоидного вулканизма на древних платформах в связи с проблемой верхней мантии. – В кн. "Кора и верхняя мантия земли". М., Изд-во "Наука", 1968.
Грин Д.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. – В сб. "Петрология верхней мантии". М., изд-во "Мир", 1968.
Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. – В сб. "Петрология верхней мантии". М., изд-во "Мир", 1968.
Гуров Е.П., Марченко Е.Я. К изучению палеотемператур образования гранитов Коростельского плутона. – Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 1.
Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., изд-во "Мир", М., 1965-1966.
Дранник А. С., Богацкая И. В. Новые данные о составе, строении и стратиграфическом положении докембрийской овручской эффузивно-осадочной серии. – В сб. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 2. М., изд-во "Недра", 1967.
Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Гранулитовая фация. – В сб. "Труды IV Всесоюзного петрографического совещания", М., "Наука" 1972.
Заварицкий А. Н. Петрография Бердянушского плутона. – Труды ЦНИГРИ, 1937, вып. 96.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., изд-во АН СССР, 1950.
Завьялова И. В. О биотитах гранитов района Ново-Украинки. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14.
Зандер В. Н., Томашукас Ю. И. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., изд-во "Недра", 1967.
Кононов Ю. В. Габрові масиви Українського щита. Київ, изд-во "Наукова думка", 1966.
Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.
Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. и др. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. М., Изд-во "Наука", 1969.
Лебедев А. П. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира. – Труды ИГН АН СССР, 1953, геол. серия, вып. 148.
Лебедев А. П. Траппэвая формация центральной части Тунгусского бассейна. – Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1955, вып. 161.
Лебедев А. П. Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. – В сб. "Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов". М., изд-во "Наука", 1965.
Лебедев А. П. К генезису норито-лабрадоритов Волынского и Ново-Миргородского плутонов. – В сб. "Петрология и формационное де-

ление докембрия Русской платформы". Киев "Наукова думка", 1966.
Лебедев А. П. Базитовые интрузии в верхнем структурном ярусе земной коры и их соотношения с эффузивными формациями. – В кн. "Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности". М., изд-во "Наука", 1969.
Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян). – Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 97.
Ленников А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., Изд-во "Наука", 1968.
Лунц А. Я. О генезисе пород габбро-оливинито-лабрадоритовой формации докембрийского фундамента Западной Латвии. – В сб. "Материалы IV Всес. петрограф. совещания". Баку, изд-во АН Азерб. ССР, 1969.
Мошкин В. Н., Дагелайская Н. Н. Анортозитовая формация хребтов Станового и Джугджура. – В сб. "Магматические формации". М., изд-во "Наука", 1964.
Надеждина Е. Д. Акцессорные минералы траппов района нижнего течения реки Подкаменной Тунгуски. – Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 55.
Наливкина Э. Б. Генезис чарнокитов юго-западной части Украинского кристаллического массива. – Труды ВСЕГЕИ, 1963_1, 91.
Наливкина Э. Б. Генезис чарнокитов на примере юго-западной части Украинского кристаллического массива. – Труды ВСЕГЕИ, 1963_2, 92.
Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. Л., Изд-во "Недра", 1964.
Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. – В кн. "Вопросы сравнительной тектоники древних платформ". М., изд-во "Наука", 1964.
Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов. – Геотектоника, 1967, № 5.
Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., изд-во "Наука", 1970.
Полканов А. К., Кратц К. О., Шуркин К. А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. – Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19.
Половинкина Ю. Ир. К вопросу о происхождении лабрадоритов Украины. – Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19.
Рябчиков И. Д. Усовершенствование метода Т. Барта для геологической термометрии. (Труды Совещания по геологическим термом. и баром.). М., Изд-во АН СССР, 1964.
Савченко Н. А. Этапы развития вулканических явлений в Припятском вале и западном склоне Украинского щита. – Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 7.
Свириденко Л. П. Петрология гранитов рапакиви Салминского массива. – Сов. геология, № 2, 1967.
Семененко Н. П. Детализация геохронологической шкалы докембрия. В кн. "Вопросы датировки древнейших геологических образований в основных породах". М., изд-во "Наука", 1967.

Ситдиков Б. С., Валеев Р. И. Чигирельский массив лабрадоритов востока Русской платформы. – Труды Казанск. об-ва естеств., №66, 1963.

Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1947.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов роговых обманок и ромбических пироксенов. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. МГУ, 1964.

Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М.-Л., изд-во "Наука", 1967.

Тернер Ф. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

Тихомиров С. Н. О новых массивах гранитов рапакиви в Прибалтике и Ленинградской области. – Докл. АН СССР, 1965, 164, № 4.

Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций. – В кн. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". М., изд-во АН СССР, 1963.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.

Фотиади Э. Э. Результаты геофизических исследований. – В кн. "Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника". (Труды ВНИГРИ, вып. 100). Л., Гостоптехиздат, 1956.

Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. – Труды ВНИИГеофизики, 1958, вып. 4.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определение их химических типов. М., Госгеолтехиздат, 1956.

ШаталовЕ. Т. и др. Геологическое строение СССР. М., изд-во "Недра", 1968.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.

Шатский Н. С. Материалы по геологии девонских отложений южной окраины Донецкого бассейна. М., изд-во АН СССР, 1947.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. – В кн. "Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита". Л., изд-во "Недра", 1968.

ШуркинК. А., Митрофанов Ф. П. Магматизм балтийского щита и северной части Русской платформы. – В кн. "Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания". Баку, изд-во АН Азерб. ССР, 1969.

Эллерн С. С., Ситдиков Б. С. Об условиях залегания и возрасте габбро-норитов Татарии и смежных территорий. – Изд-во АН СССР, серия геол., 1962, № 9.

Эскола П. Докембрий Финляндии. - В кн. "Докембрий Скандинавии". М., изд-во "Мир", 1967.

Anderson A.T. Massif-type anorthosite: a widespread Precambrian igneous rock. "Mem. N.J. State Mus. Sci. Serv.", 1969, N 18, p.47-55.

Atlas L. The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid state equilibria in the system $MgSiO_3$-$CaMgSi_2O_6$ - J.Geol.,1952,60,p.125.

Balk R. Structural geology of the Andirondack anortosite, Min. Pet. Mitt. 41, 1934, p. 308-434.

Barth T. The large Precambrian intrusive bodies in the southern part of Norway. - Rept. XVI-th. session Intern. Geol. Congr., 1936, 1.

Berri B.H., Walton M. Origin of gneise with anortosite and charnockitik affinities. - Putman-Whi tehall area. Eastern Adirondacks, New-York, Geol. Soc.America Spec. Papars,68,1962.

Bose M.K. On coronites from Koraput (Orissa). - Sci. Gult., 1959, 25.

Bowen N.S. The problem of anortosites. - J. Geol., 1917, 25, p. 209-243.

Bown M.G., Gay P. The reciprocal lattice geometry of the plagioclase feldspar structures. - Z. Krist., 3, N 1, 1958.

Boyd F.R., England I.L. Minerals of the mantle: alluminous enstatite. - Rep. geophys. Lab., Carneg., Inst., 1960, 59.

Buddington A.F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1939, 7.

Buddington A.F., Lindsly D.H. Iron-titanium oxide minerals and sinthetic equivalents. - J. Petrol., 1964, 5, N 2.

Deer W.A., Wager L.R. Two new pyroxenes included in the system clinoenstatite, clinoferrosilite diopside and hedenbergite. - Min. Mag., 1938, 25, p. 15.

Deer W.A., Wager L.R. Olivines from the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, east Greenland. - Amer. Min., 1939, 24, p. 18.

Deriu M. Biotite ed augite di Monte Columbergiu (Montiferro-Sardegna centro occidentale). - Period. min., 1954, 23, N 1.

Deriu M. Biotite del basalto filoniano di Riu Mammine (Montiferro). - Period. Min., 1959, 28, N 2-3.

Duparc L., Gysin M. Sur la composition et les proprietes Optiques des quelques plagioclasses. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1926, 6, p. 255.

Eckerman H. The genesis of rapakivi granites. - Geol. Föran. Förhanil., 1937, 59, Hf. 4.

Emmons R.C. Selected petrogenic relationships of plagioclase.- Mem. Geol. Soc. Amer., 1953, N 52.

Emslie R.F. The Michikamau anortositic intrusion. - Labrador. Canadian. J. Earth Sci., 1965, 2, p. 385-399.

Eckola P. Die metamorphen Gesteine in the book "Die Entstehung der Gesteine". Berlin, 1939.

Heinrich E.W. Studies in the mica group the biotite - phlogopite series. - Amer. J. Sci., 1946, 244, N 12.

Hess H.H. Stullwater igneous complex, Montana. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1960, 80.

Higgs D.V. Anortosite and related rocks of the western san. Gabriel Mountains southern California. - Univ. Calif. Dept.Geol., Sei, Bull., 1954, 30, p. 17-222.
Iuskowiakowa M., Iuskowiak O., Ryka W. Iotnik w polnochowschodniej Polsce. - Biul. Inst. geol., 1967, N 197.
Kolderup C.F. Die Labradirfolse des westlichen Norwegens - Bergens Mus. Aarb., 1903, N 12.
Kolderup C.F., Kolderup N.H. Geology of the Bergen arc system. Bergens Mus. Skrifter, 1940, N 20.
Kranck E.H. The tectonic position of the anortosites of lastern Canada. - Compt. Rend. Soc. Geol. Finlande, 1961, 33, p. 299-320.
Leelanandan C. Occurence of anorthosites from the Charnockitic area of Kindapalli, Andhra-Pradesh.- Geol. Soc. India Bull., 1967, 4, N 1.
Marmo V. On granites. - Bull. Com. Geol. Finl., 1962, p.201.
Michot P. Anortosites et anortosites. - Bull. Acad. roy Belge, Classe Sc., 5-e serie, 1955, 41, p. 275-294.
Michot P. Phenomenes geologiques dans la catazone profonde.- Geol. Rund., 1957, 46, p. 147-173.
Michot P. The anorthositic complex of Haland-Helleren.-Norsk. geol. tidsskr., 1961, 41, N 2-4.
Michot P. Le magma plagioclasique. - Geol.Rund.,1965,54,N 2.
Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. - J. Petrol., 1961, 2, p. 277.
Mountain E. Potash-oligoclase from Mounht Erebus, Antarctic, and anortoclasse from Mount Kenia. - East Africa. Min. Mag., 1925, 20.
Nockolds S.R. Average chemical composition of some igneous rocks. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, 65.
Oftedal I. Scandium in biotites as a geologic Thermometer Norsk. - Geol. Tidskrift., 1952, 23.
Philpotts A.R. Origin of the anorthosite-mangerite rocks in sonthern Quebec. - J. Petrol., 1966, 7, p. 1-64.
Poldervaart A., Geiky A. On clouded plagioclase. - Amer. Min., 1954, 39.
Ramberg H. Titanic iron ore formed by dissociation of silicates in granulite facies. - Econ. Geol., 1948, 43, p. 553-570.
Sahama Th. G. On the chemistry of the Fast Fennkscandian rapakivi granites. - Bull. Com. Geol. Finl., 1945, p. 136.
Savalahti A. On the petrology of the Ahvenisto area, Age relation of the gabbro-anorthosite complex and the crystallisation of rapakivi. - Bull. Comm. Geol. Finlands, 1956, N 174.
Savolahti A. The rapakivi problem and the rules of idiomorphism in minerals. - Bull. Com. Geol., Finlande, 1962, N 204.
Schairer I., Bowen N. The system K_2O-Al_2O_3-SiO_2. - Amer. J. Sci, 1955, 253, p. 681-746.
Simonen A. Plutonic rocks of the svecofennides in Finland.- Bull. Com Geol. Finlande, 1960m N 189.
Simonen A. Feldspar-eguilibrium temperature of som finnishs rocks. - Bull. Com.Geol.Finalnce, 1961, N 196.
Sørensen H. Anorthosite from Buksefjorden, west Greenland. Medder. Dansk Geol. Foren, 1955, 13, p.31.
Smith I.V., Muir I.D. The reaction sequence in larvikite feldspars. - Z. Krist., 1958, 110, p.11.

Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. - Mem. Geol. Soc. Amer., 1958, N 74.

Waard D. de A proposed subdivision of the granulite facies. - Amer. J. Sci., 1965, 263, N 5.

Waard D., de. On the origin of anorthosite by anateksis. -Prol. Koninkl. Nederl. Acad. Wet., 1967, 70, N 4.

Wager L., Deer W. The petrology of Skaergaard intrusion Medd. - Grenland, 1939, 105, N 4.

Wahl W. Die Gesteine des Wiborgen Rapakivi gebietes. - Fennia, vob, 1925, 45, p. 20.

Wheeler E.P. Anorthosite — adamellite complex of Nain. - Labrador. Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 71, p. 1755-1762.

Windley B.F. On the classification of the west Greenland anorthosites. - Geol. Rund., 1967, 56, N 3.

Winkler H.G.F., Platen H. Experimentelle Gesteins metamorphose-Anatektische Ultrametamorphose Kalkhaltiger Tone. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1960, 18.

Wright A.E. Petrography of the anorthosires of the Liganga messif. - Reg. Geol. Surv. Tanganuika, 1963, 10.

Yoder H. The system diopside - anorthite - H_2O. - Ann. reports. Geophys. Labor. Cornegie Inst. Washington, 1953-1954, 1955.

Zwart H.I., Corvalan I., Iames H.L.et al.A schcmc of metamor phic facies for the cartographic representation of regional metamorphic belts. - IUGS Geol. Newsletter, 1967, N 2.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 4

Тектоническое строение и радиологический возраст кристаллического фундамента Латвии 8

Петрография метаморфических комплексов 15
Архейские метаморфические комплексы 15
Комплекс металород, прогрессивно метаморфизованных в условиях гранулитовой фации 15
Комплекс металород, прогрессивно метаморфизованных в условиях гранулитовой фации и позднее диафторированных в условиях высокотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов 18
Нижнепротерозойские метаморфические комплексы 20
Комплекс металород, прогрессивно метаморфизованных в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации . 20
Комплекс металород, прогрессивно метаморфизованных в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации фации альмандиновых амфиболитов и позднее диафторированных в условиях андалузит-ставролит-альмандиновой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов 21
Среднепротерозойские метаморфические образования 23

Общая характеристика метаморфических пород 24

Петрография магматических комплексов 34
Габбро-норит-анортозитовый комплекс 34
Петрографические особенности основных пород 35

Типоморфные минералы Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса 50
Плагиоклаз 50
Щелочной полевой шпат 56
Ромбические пироксены 59
Моноклинный пироксен 62
Оливин 65
Fe – Ti -окисные минералы 68
Биотит 68
Апатит 71
Другие акцессорные минералы 72
Келифитовые каймы 74

Общие особенности состава габбро-норит-анортозитов Западной Латвии 76

Комплекс гранитов Западной Латвии 92
Комплекс гранитоидов мангеритового ряда 93
Комплекс рапакиви и рапакивиобразных гранитов 98
Дайковый комплекс 100
Петрохимические особенности гранитоидов 101

Раннеплатформенный магматизм Западной Латвии 114

Общие замечания о докембрийском магматизме Западной Латвии 120

Литература 129

О.А. Богатиков, А.П. Биркис

МАГМАТИЗМ ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЛАТВИИ

Утверждено к печати Институтом геологии
рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

Редактор Издательства М.И. Азизян
Художник А.А. Кущенко
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 24/4-73г.
Формат 60x90 1/16. Усл. печ. л. 9,25.
Уч.-изд. л. 9,88 (9,42+0,46 вкл.).
Бумага офсетная №1. Тираж 650 экз.
Т - 07032. Тип. зак. 321 Цена 99 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука"
Ленинград, 199034, 9-я линия, 12

99 коп.

769

2