

А. И. БОГАЧЕВ, С. И. ЗАК

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ЕЛЕТОЗЕРСКОГО РУДОНОСНОГО МАССИВА В СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

В связи с тем, что за последние годы проблема титанового сырья приобрела народнохозяйственное значение, Северо-Западным геологическим управлением Министерства геологии и охраны недр СССР и отделом геологии Карельского филиала АН СССР в 1954—1956 гг. на Елетозерском рудоносном массиве, расположенном в центральной части Лоухского района Карельской АССР, проводилось детальное картирование и поисково-разведочные работы. В процессе этих совместных работ получены новые данные относительно возраста Елетозерской интрузии и ее геологического строения. Эти новые данные имеют и некоторое региональное значение, так что могут быть в известной степени использованы для уточнения классификации щелочных интрузивов Карелии и Кольского полуострова.

1. ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Елетозерский массив был открыт и впервые обследован Ю. С. Неуструевым в 1936 г.

Ю. С. Неуструев среди интрузивных пород массива выделил два комплекса. Более древний комплекс основных пород представлен гнейсо-габбро-амфиболитами, пироксенитами, габбро, габбро-анортозитами и анортозитами. К второму комплексу отнесены щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты. Как основные, так и щелочные породы пересечены дайками лампрофиров, альбититов и порфириров.

В габбро и пироксенитах Ю. С. Неуструевым были обнаружены участки, обогащенные ильменитом и титаномagnetитом.

Возраст Елетозерского массива определялся Ю. С. Неуструевым предположительно как палеозойский. Основанием для этого служило сходство Елетозерского массива, по наличию щелочных пород и отчасти геологическому строению, с массивами Гремяха-Вырмес и Африканда на Кольском полуострове. Как известно, на основании находки девонской флоры в кровле Ловозерского плутона и определений абсолютного возраста все массивы щелочных пород Кольского полуострова считаются палеозойскими.

В 1937 г. район Елетозерского интрузива посетил И. С. Ожинский. Им приводится следующая схема разделения пород Елетозерского массива (от ранних к поздним).

I фаза — габбро и анортозиты крупнозернистые.

II фаза — пироксениты сидеронитовые, частью габбро.

III фаза — оливиновое полосчатое габбро, габбро, анортозиты, сиениты, троктолиты, габбро пегматоидное.

IV фаза — щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты.

Исследованиями И. С. Ожинского затронута только западная часть Елетозерской интрузии. В отличие от Ю. С. Неуструева И. С. Ожинский рассматривает нефелиновые и щелочные сиениты и связанные с ними пегматиты как породы метасоматического происхождения. В связи с этим он предложил назвать щелочные пегматиты жильными метасоматитами.

Как Ю. С. Неуструев, так и И. С. Ожинский считали Елетозерский массив трещинной, дифференцированной интрузией, внедрившейся по расколу ССЗ простираения в древнем архейском основании.

В. Е. Романов (1951) так же, как и И. С. Ожинский, выделил 4 интрузивные фазы, но несколько иного состава.

I фаза — пироксениты, пегматоидные габбро и битовниты.

II фаза — габбро и пироксениты оливиновые.

III фаза — оливиновые полосчатые габбро, рудное полосчатое габбро.

IV фаза — нефелиновые и щелочные сиениты.

Как и предыдущие исследователи, В. Е. Романов возраст Елетозерской интрузии считал предположительно палеозойским.

По его мнению, Елетозерскую интрузию следует относить к интрузиям центрального типа, внедрявшимся по кольцевым разломам.

II. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАССИВА

Собранный фактический материал позволяет по-иному расчленить интрузивную деятельность Елетозерского массива.

Для последнего выделяется 5 интрузивных фаз (от ранних к поздним):

I фаза — мелкозернистые габбро-диориты, крупнозернистые габбро, полосчатые, большей частью оливиновые габбро, плагиоклазиты, рудные перидотиты и пироксениты, монцониты и эссекситы.

II фаза — дайки: диабазов, спессартитов, вогезитов.

III фаза — щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты.

IV фаза — гранодиориты, плагио-микроклиновые, микроклиновые граниты и их пегматиты.

V фаза — дайки энстатитовых порфиритов.

Основными отличиями новой схемы последовательности образования массива, предлагаемой авторами, являются:

1) Объединение всех габброидных и ультраосновных пород массива в одну фазу, учитывая наличие в ряде пунктов массива постепенных переходов между ними.

Взамен подразделения основных и ультраосновных пород на ряд самостоятельных фаз выделены отдельные горизонты среди габброидных пород I фазы.

2) Выделение в две самостоятельные интрузивные фазы даек диабазов, спессартитов и вогезитов и даек энстатитовых порфиритов.

3) Выделение гранитных пород более молодых, чем основные породы массива. Ю. С. Неуструевым, И. С. Ожинским и В. Е. Рома-

Таблица 1

Сопоставление различных схем расчленения
Елетозерского массива

По И. С. Ожинскому (1948 г.)	По В. Е. Романову (1951 г.)	По А. И. Богачеву и С. И. Зак (1956 г.)
Фазы		
I фаза—габбро и анортозиты крупнозернистые	I фаза—пироксениты, пегматоидные габбро и битовниты	I фаза—мелкозернистые габбро-диориты, крупнозернистые габбро, полосчатое, б. ч. оливиновое габбро, плагиоклазиты, рудные перидотиты и пироксениты, монцититы и эссекситы
II фаза—пироксениты сидеронитовые, частью габбро	II фаза—габбро и пироксениты оливиновые	II фаза — дайки диабазов, спессартитов и вогезитов
III фаза—оливиновые габбро, габбро, анортозиты, сиениты, троктолиты, габбро пегматоидное	III фаза—оливиновые полосчатые габбро, рудное меланократовое габбро	III фаза—щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты
IV фаза—щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты	IV фаза—нефелиновые и щелочные сиениты	IV фаза—гранодиориты, плагио-микроклиновые, микроклиновые граниты и их пегматиты V фаза—дайки энстатитовых порфиритов
Трещинная интрузия, дифференцированная	Тип массива центрального типа	
Возраст		
Палеозой	Протерозойский Постороженный	

новым все гранитные породы, находящиеся за пределами распространения основных пород массива, принимались за вмещающие и их возраст считался архейским.

Как видно из схематической геологической карты Елетозерского массива (см. рис. 1), породы I, II и III фаз образуют в плане эллипсоидальное тело, длинная ось которого вытянута в ССЗ направлении. Размеры этого тела в длину 17 км, в ширину 6 км, площадь около 100 км².

Породы I интрузивной фазы образуют эллипсоидальное кольцо, внутри которого заключены щелочные и нефелиновые сиениты.

Гранитные породы расположены по периферическим частям массива.

Вследствие слабой обнаженности гранитных пород площадь их распространения и взаимоотношения с более древними архейскими породами остались пока не выясненными.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Елетозерского массива

1. Дайки энстатитовых порфиров. 2. Граниты. 3. Щелочные и нефелиновые сyenиты. 4. Титановые руды. 5. Продуктивный горизонт (плагисхазиты, полосчатое габбро, рудные пироксениты и перидотиты, монзониты). 6. Горизонт пегматоидного габбро. 7. Горизонт среднезернистого оливино-аноритового габбро южной оконечности массива. 8. Горизонт мелкозернистых габбро-диоритов. 9. Полосчатость и линейность. 10. Сланцеватость и гнейсовидность.
 I — Участок Сууриваара
 II — Участок Нятоваара

III. ОПИСАНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ

I ИНТРУЗИВНАЯ ФАЗА

Среди габброидных пород I интрузивной фазы выделяются в возрастной последовательности следующие разновидности.

1. Горизонт мелкозернистых габбро-диоритов.
2. Горизонт среднезернистого оливинового габбро южной оконечности массива.
3. Горизонт крупнозернистого и пегматоидного габбро.

4. Продуктивный горизонт, представленный плагиоклазитами, полосчатым, большей частью оливиновым габбро, рудными пироксенитами и перидотитами, монцонитами*.

Породы 1, 3 и 4 горизонтов I фазы массива пространственно объединяются в единое целое, слагая подковообразное тело, замыкающееся на севере и образующее две параллельные ветви (западную и восточную), которые, судя по геофизическим данным, заканчиваются не достигая горизонта среднезернистого оливинового габбро южной оконечности массива.

Характерным морфологическим признаком для большей части основных пород I фазы массива является наличие в последних первичной полосчатости, трахитоидности и линейности.

Предыдущими исследователями проводились только более или менее систематические наблюдения над полосчатостью и трахитоидностью. Во время работ 1954—1956 гг. кроме этого проводилось изучение линейности, что позволило значительно уточнить структуру массива.

В целях более полного освещения характерных особенностей каждого горизонта и взаимоотношений между ними сначала дается характеристика двух первых горизонтов, имеющих большую индивидуальность, а описание остальных горизонтов I фазы приводится совместно по отдельным наиболее изученным участкам массива — Сууриваара и Нятоваара.

1. Горизонт мелкозернистых габбро-диоритов

Мелкозернистые габбро-диориты в виде довольно выдержанных горизонтов выделяются только по краевым частям участка Сууриваара и в районе Домгоры.

На остальной площади массива мелкозернистые габбро-диориты картируются в виде отдельных разрозненных мелких тел.

Несмотря на довольно изменчивый минералогический состав, макроскопически мелкозернистые габбро-диориты хорошо отличимы от всех остальных пород массива по их мелкозернистости, светло-серому цвету, наличию частых взаимнопересекающихся трещин с амфиболовой минерализацией.

По минералогическому составу среди габбро-диоритов выделяются следующие разновидности:

- а) мелкозернистые пироксеновые и пироксено-оливиновые габбро;
- б) пироксено-амфиболовые диориты;
- в) амфиболовые диориты;
- г) кварцевые диориты;
- д) мангериты.

На участке Сууриваара мелкозернистые габбро по минералогическому составу существенно не отличаются от остальных пород I фазы. Произведенные замеры показали одинаковый состав пироксена ($cNg = 43^\circ$, $2V = +44^\circ$) и плагиоклаза (54% An). Наоборот, на участке Домгора состав диоритов довольно резко отличается от всех других пород I фазы.

Так, например, состав плагиоклаза делается более кислым (44—30% An), существенную роль в составе приобретает амфибол

* Наименование „продуктивный“ обусловлено наличием в горизонте пород, обогащенных ильменитом и титаномagnetитом.

($cNg=1-3^\circ$, $2V=-73^\circ$) и гиперстен ($2V=-48-56^\circ$) и наконец появляются кварцевые диориты и мангериты (кварцево-микроклиновые диориты).

Взаимоотношения мелкозернистых габбро-диоритов с другими породами массива можно наблюдать только на участке Сууриваара, где мелкозернистые габбро-диориты при переходе к крупнозернистым и пегматоидным габбро образуют согласные полосчатые ассоциации. С другой стороны в мелкозернистом габбро встречена жила пегматоидного габбро.

В северной части массива на западной оконечности горы Кууккаваара среди рудных пироксенитов наблюдаются мелкие ксенолиты мелкозернистого диорита.

На южной оконечности массива среди плагио-микроклиновых гранитов наблюдаются довольно многочисленные отторженцы мелкозернистых габбро-диоритов. Вполне возможно, что мелкозернистые габбро-диориты имели значительно большее распространение, но были уничтожены при внедрении более поздних гранитов.

Все вышеперечисленное говорит о том, что мелкозернистые габбро-диориты являются наиболее ранними породами Елетозерского массива. Учитывая к тому же их мелкозернистость, габбро-диориты можно рассматривать как краевую фацию габброидных пород I фазы массива.

Ю. С. Неуструевым горизонт мелкозернистых габбро-диоритов под названием гнейсо-габбро-амфиболитов описывался также как краевая фация массива.

2. Горизонт среднезернистого оливинового габбро южной оконечности массива

Породы этого горизонта стоят особняком среди других пород массива как по своему минералогическому составу, так и по геологическому положению.

Среднезернистое оливинное габбро составляет в южной оконечности массива довольно крупную, хорошо обнаженную возвышенность. За пределами этой возвышенности обнаженность исключительно плохая, так что каких-либо взаимоотношений с другими габброидными породами массива установить не удалось.

По нескольким замерам нечеткой полосчатости устанавливается близкое к широтному простирание пород этого горизонта с довольно крутыми углами падения к северу.

По минералогическому составу среди пород этой группы выделяются следующие разновидности:

а) нормальное и меланократовое оливинное габбро;

б) габбро;

в) амфиболизированное габбро, нередко нацело превращенное в цоизито-амфиболовую породу.

Характерной их минералогической особенностью является наличие анортитового плагиоклаза ($98-83\% An$). Моноклинный пироксен представлен авгитом ($cNg=45^\circ$, $2V=+55^\circ$), оливин представлен гиалосидеритом ($2V=-78^\circ$).

Среднезернистое оливинное безрудное габбро относится к наиболее ранним образованиям I фазы массива. На это указывает:

а) почти полное отсутствие рудной вкрапленности, которая характерна для поздних образований I фазы;

б) состав плагиоклаза, который является наиболее основным из всех пород I фазы.

В. Е. Романовым (1952) эти породы параллелизовались с рудными пироксенитами горы Куккаваара (северная оконечность массива).

По нашему мнению, это является необоснованным по следующим соображениям.

Во-первых, местоположение безрудных оливиновых габбро южной оконечности массива и рудных пироксенитов горы Куккаваара (северная оконечность массива) является диаметрально.

Во-вторых, в минералогическом составе обеих групп пород имеется существенная разница, указывающая на различные этапы кристаллизации, и выражающаяся: 1) в почти полном отсутствии рудной вкрапленности в оливиновых габбро южной части массива и, наоборот, значительной в рудных пироксенитах горы Куккаваара; 2) состав плагиоклаза в рудных пироксенитах значительно более кислый и соответствует лабрадору (Ап 54%) по сравнению с почти чистым анортитом в оливиновых габбро южной оконечности массива.

3. Участок Сууриваара

На участке Сууриваара, благодаря хорошей естественной обнаженности, разрез габброидной серии пород I фазы изучен достаточно полно.

Выше нами уже описан горизонт мелкозернистых габбро-диоритов, являющийся наиболее древним.

На участке Сууриваара (см. рис. 2, 3) мелкозернистые габбро-диориты непосредственно граничат с горизонтом пегматоидного габбро. Контакт между ними осуществляется путем сочетания мелкозернистого и крупнозернистого габбро в полосчатых текстурах.

Ширина зоны перехода между двумя горизонтами 5—8 м. В этой зоне в мелкозернистом габбро сначала появляются маломощные прослои — полосы крупнозернистого габбро. В крупнозернистом габбро величина зерен составляет 1—3 см, а в мелкозернистом 1—2 мм. Границы прослоев крупнозернистого габбро среди мелкозернистого обычно довольно резкие при мощности 10—30 см. Далее по разрезу мощность прослоев крупнозернистого габбро постепенно нарастает за счет уменьшения ширины прослоев мелкозернистого габбро. Наблюдаются также своеобразные переходные породы, в которых среди мелкозернистой массы встречаются крупнозернистые включения

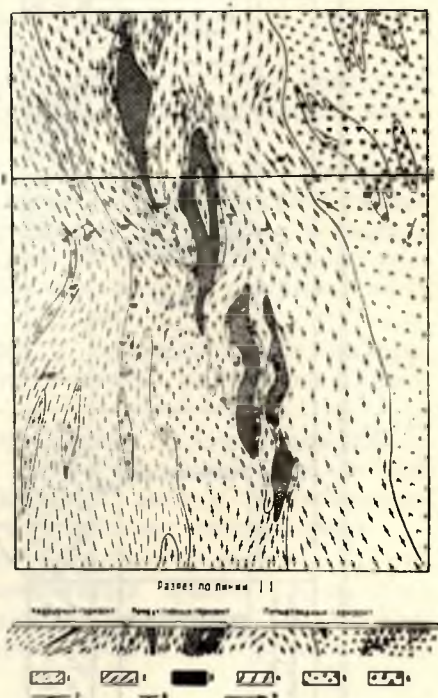


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка Северная Сууриваара

1. Мелкозернистое габбро. 2. Среднезернистое габбро. 3. Рудные перидотиты. 4. Крупнозернистое габбро. 5. Пегматоидное габбро. 6. Габбро-пегматит. 7. Полосчатость. 8. Трахитоидность. 9. Линейность

Описанный горизонт пегматоидного габбро к западу сменяется продуктивным горизонтом. Переходная зона характеризуется сочетанием в полосчатых текстурах крупнозернистого и среднезернистого габбро. Наиболее существенные особенности продуктивного горизонта — это наличие среди него залежей ильменито-магнетитовых руд и широкое развитие полосчатых текстур.

Вследствие интенсивной расслоенности строение этого горизонта весьма сложно. Он состоит из перемежающихся прослоев среднезернистого и крупнозернистого габбро, мощностью 10—30 м.

Все рудные залежи сосредоточены в прослоях среднезернистого габбро. Эти прослои отличаются не только наличием титановых руд, но и местами удивительно четко выраженными полосчатыми текстурами. Членами полосчатых ассоциаций являются плагиоклазиты, лейкократовое габбро, меланократовое габбро, пироксениты и перидотиты. Промышленные скопления ильменита и магнетита пространственно связаны с перидотитами и пироксенитами.

Основные породообразующие минералы в продуктивном горизонте, так же как в пегматоидном, — плагиоклаз и пироксен. Увеличивается количество оливина, а амфибола становится меньше. Из аксессуарных минералов нельзя не отметить обилие, особенно в рудоносных породах, апатита. Ильменит наблюдается преимущественно в свободном состоянии, а не в структурах распада твердых растворов, что свойственно горизонту пегматоидного габбро.

Мощность продуктивного горизонта не выдержана и меняется от 150 до 250 м.

Продуктивный горизонт опять-таки через полосчатые текстуры, в которых чередуются в различной степени оруденелые породы, переходит в горизонт среднезернистого габбро.

Полосчатость в горизонте среднезернистого габбро становится менее отчетливой. Прослои и обособления крупнозернистого габбро хотя и встречаются, но по простиранию не выдержаны и быстро выклиниваются. Вкрапленники ильменита и магнетита равномерно рассеяны среди габброидных пород этого горизонта и промышленных скоплений не образуют.

Продуктивный горизонт переходит в среднезернистое габбро, заканчивающее разрез габброидной серии пород на участке Сууриваара.

Суммарная видимая мощность габброидной серии пород 960 м. Далее к западу располагается поле распространения нефелиновых и щелочных сиенитов III фазы. Контакты между габброидными и щелочными породами скрыты под четвертичными отложениями.

Заканчивая описание габброидной серии пород на участке Сууриваара, важно подчеркнуть, что установленные факты однозначно доказывают постепенность переходов между отдельными горизонтами путем сочетания принадлежащих к ним пород в полосчатых ассоциациях.

Следует полагать, что процессы магматической дифференциации в период формирования габброидной серии пород I фазы протекали эволюционно, не нарушаясь значительными перерывами во времени. В связи с этим авторы в отличие от предыдущих исследователей сочли целесообразным отказаться от расчленения габброидных пород на отдельные фазы, считая более правильным именовать их горизонтами.

4. Участок Нятоваара

Участок Нятоваара является одной из наиболее обнаженных частей массива. Как видно из геологической карты, он занимает среднюю часть западной ветви подковообразного тела основных пород массива.

Не вдаваясь в описание деталей геологического строения и петрографии, отметим только основные, характерные особенности этого участка.

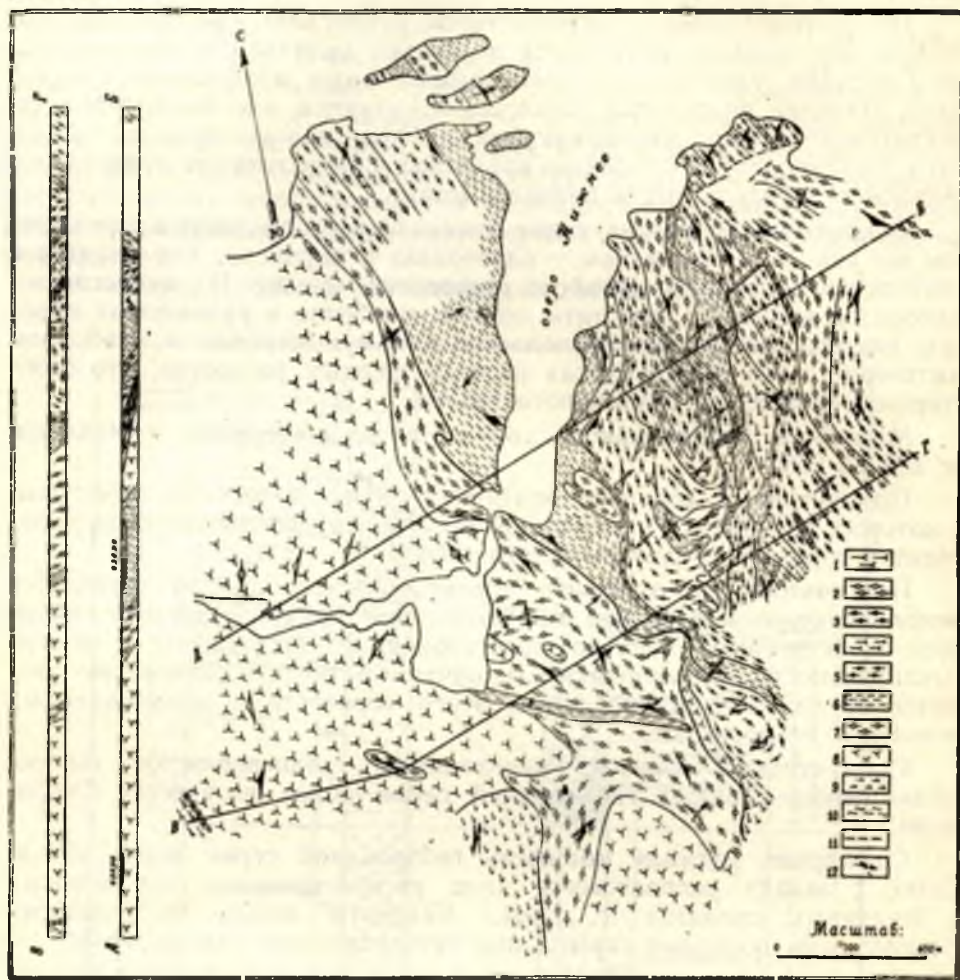


Рис. 4. Геологическая карта участка Нятоваара

1. Граниты. 2. Лейкократовое ортоклазовое габбро. 3. Ортоклазовое габбро. 4. Рудные перидотиты. 5. Рудные оливиновые габбро. 6. Плаггиоклазиты. 7. Безрудное полосчатое габбро. 8. Крупнозернистое габбро. 9. Мелкозернистые габбро-диориты. 10. Зоны расслаивания и милонитизации. 11. Сбросы. 12. Полосчатость и линейность. Утолщенными линиями показаны границы цикла пород.

В результате детальных полевых исследований и микроскопического изучения выясняется, что выделенные общие горизонты для габброидных пород I фазы на участке Нятоваара обнаруживают взаимоотношения, характерные только для этого участка. Эти индивидуальные особенности позволили объединить габброидные породы участка Нятоваара в три крупных относительно самостоятельных цикла пород.

1. Цикл крупнозернистого габбро — полосчатого безрудного габбро — рудного полосчатого габбро.

2. Цикл плагиоклазита — рудного оливинового габбро — рудных перидотитов и пироксенитов — ортоклазовых габбро.

3. Цикл слюдистого перидотита — слюдистого оливинового габбро — ортоклазового габбро.

Ориентировочные соотношения мощностей этих трех циклов представлены на рис. 3.

Первый цикл крупнозернистого габбро — полосчатого безрудного габбро

Цикл крупнозернистого габбро — полосчатого безрудного габбро проходит по краевой (западной) части участка (см. рис. 4).

В этом цикле по морфологическим признакам выделяются две основные категории пород: крупнозернистые неполосчатые габбро и ясно полосчатые габбро.

Переход между этими породами постепенный и выражается в плавном изменении крупности зерна, зарождении полосчатости и ее постепенной индивидуализации.

Петрографическая характеристика этих пород уже приводилась в более ранних работах Ю. А. Неуструева, И. С. Ожинского, В. Е. Романова, поэтому укажем здесь только на некоторые специфические особенности этого цикла пород.

По имеющейся местами неясно выраженной полосчатости и трахитоидности в крупнозернистом габбро можно заключить, что последнее образует подобие антиклинальных ядер с довольно пологими углами падения. По внутреннему крылу этих ядер крупнозернистое габбро переходит в полосчатое безрудное габбро.

Кроме того, крупнозернистое габбро иногда выступает в виде изолированных участков округлой формы среди поля полосчатого габбро.

Полосчатое габбро, в целом, обладает по сравнению с крупнозернистыми более крутыми углами падения.

В краевой (западной) части крупнозернистого габбро в нескольких пунктах отмечены ксенолиты мелкозернистых тонкополосчатых безрудных пироксенитов. Ксенолиты остроугольной, параллелепipedальной формы и вытянуты в одном направлении. Пироксен представлен авгитом (с $Ng = 36-49^\circ$ $2V = +46^\circ$); присутствующий иногда в незначительном количестве плагиоклаз по составу отвечает битовниту (80% Ap).

Возможно, что тонкополосчатые пироксениты являются краевой фацией цикла крупнозернистого габбро — полосчатого безрудного габбро.

Характерной макроскопической особенностью крупнозернистого габбро является идиоморфизм крупных кристаллов плагиоклаза по отношению к пироксену.

Состав плагиоклаза в породах этого цикла закономерно меняется от битовнита (90% Ap) в лежащем боку крупнозернистого габбро до кислого лабрадора (48% Ap) в верхней части полосчатого безрудного габбро. Состав пироксена по всей мощности данного цикла пород существенно не меняется и представлен авгитом (с $Ng = 43-45^\circ$, $2V = +48^\circ$ в крупнозернистом габбро и с $Ng = 43-49^\circ$ и $2V = +44+60^\circ$ в полосчатом габбро).

На значительных площадях среди цикла крупнозернистое габбро — полосчатое безрудное габбро развиты процессы амфиболизации, эпидотизации и скаполитизации.

В этом случае состав плагиоклаза понижается до андезина (38% An). Амфибол представлен роговой обманкой (с $Ng=13^\circ$, $2V=-61^\circ$).

Как крупнозернистые, так и полосчатые габбро секутся жилами габбро-пегматитов, представленных по минералогическому составу эпидито-скаполито-амфиболовыми породами.

Из других разновидностей, имеющих подчиненное значение, следует отметить троктолиты и рудное полосчатое габбро.

По-видимому, троктолиты образуют изолированные участки неправильной формы среди крупнозернистого габбро с постепенными переходами между этими породами.

Несколько подробнее следует остановиться на рудном полосчатом габбро (южная оконечность участка).

В этом случае рудное габбро находится в согласных полосчатых ассоциациях с крупнозернистым амфиболизированным габбро. В рудном полосчатом габбро встречен ксенолит плагиоклазита из прослоя составляющего основание следующего цикла пород плагиоклазита — рудного оливинового габбро — ортоклазового габбро.

В другом случае, в северной части участка Нятоваара, наблюдаются согласные закономерно направленные переходы между первым и вторым циклами пород.

Далее, в средней и южной части участка начальный член второго цикла (плагиоклазиты) довольно резко отделен от конечных членов первого цикла крупнозернистого габбро — полосчатого габбро.

Детально характер этого перехода не изучался, однако можно отметить следующее. Как уже упоминалось, конечные члены первого цикла имеют состав плагиоклаза, отвечающий кислому лабрадору (48% An). Начальные же члены второго цикла плагиоклазита — ортоклазового габбро имеют состав битовнита (80%), т. е. существует некоторый скачок в переходе от одного цикла пород к другому. Забегая вперед, скажем, что более детально и четко аналогичные факты изучены в последующих циклах пород.

Эти, на первый взгляд, противоречивые факты могут быть истолкованы следующим образом.

В ходе последовательного, направленного процесса магматической дифференциации взаимоотношения между различными крупными членами (этапами) этого процесса могут быть различными в зависимости от места и условий проявления этого процесса.

В данном случае в одном месте (северная часть участка Нятоваара) нет резкого разделения между первым и вторым циклами пород.

В процессе дальнейшего развития дифференциации эти циклы приобретают известную самостоятельность и на определенной стадии дифференциации и в определенных условиях может создаться такое положение, когда одновременно с развитием второго, более позднего цикла еще происходит образование конечных членов первого, более раннего цикла пород. С этой точки зрения становится понятным наличие ксенолита плагиоклазита, относящегося к основанию второго цикла пород, в рудном полосчатом габбро, являющемся конечным членом первого цикла пород.

Второй цикл плагиоклазита — рудного оливинового габбро — рудного перидотита — ортоклазового габбро

Взаимоотношения между первым и вторым циклами пород только что описаны. Нижний прослой второго цикла, представленный плагиоклазитами, имеет невыдержанную мощность и крутые углы падения

линейности и полосчатости ($70-90^\circ$). Мощность плагиоклазитов постепенно уменьшается в ЮВ направлении. Последующие члены этого цикла имеют изменчивые углы падения, но с преобладающими положениями углами.

В целом породы 2 цикла образуют подобие синклинальной структуры, на крыльях которой находятся плагиоклазиты, которые сменяются рудными и оливиновыми габбро и перидотитами. В центральной части цикла находятся различные разновидности ортоклазового габбро, нередко со значительным ильменито-титаномagnetитовым оруденением.

С востока породы второго цикла срезаются по ломаной ступенчатой линии породами третьего цикла слюдистого перидотита — ортоклазового габбро.

Ко второму циклу приурочена большая часть рудоносных пород участка, представленных меланократовыми разностями оливинового габбро и перидотитами, которые сочетаются в полосчатых ассоциациях с плагиоклазитами и лейкократовым габбро.

Рудоносные меланократовые породы довольно резко отделены от прослая плагиоклазитов.

Нередко можно отметить наличие в основании комплекса рудоносных пород прослая крупнозернистого или пегматоидного габбро, мощностью 20—25 м.

Группа рудоносных пород распадается на отдельные ритмически повторяющиеся полосчатые ассоциации пород. Характер и направленность этих ритмов бывает различной и требует дальнейшего детального изучения.

Одним из таких типов ритмичности, возможно наиболее распространенным среди второго цикла пород, является серия перидотит — плагиоклазит, сходная по описанию А. А. Полканова и Н. А. Елисеева (1941) с аналогичными сериями пород перидотит — анортозит массива Гремяха-Вырмес.

В таких ритмах рудные перидотиты находятся в лежащем боку ритма, обладают более основным составом плагиоклаза ($82-70\% \text{An}$) и постепенно переходят в габбро и плагиоклазиты с составом плагиоклаза, понижающимся до лабрадора.

В то же время нередко можно наблюдать, что рудные перидотиты могут давать короткие секущие жилы в соседние полосы плагиоклазита.

Особенно интересны взаимоотношения между рудоносными ассоциациями пород и габброидными ортоклазсодержащими породами (монцонитами).

В большинстве случаев серии ортоклазовых габбро обладают более лейкократовым характером по отношению к рудоносным породам, имеющим ясно выраженный меланократовый характер. Однако нередки случаи наличия рудоносных меланократовых ортоклазовых габбро (эссекситов).

Детально изученный в одном случае переход от ритмической полосчатой ассоциации перидотит — лейкократовое габбро к серии ортоклазовых габбро представляет следующую картину.

В серии перидотит — лейкократовое габбро состав плагиоклаза понижается в конечных членах этого ритма до лабрадора ($50\% \text{An}$) без появления ортоклаза.

Далее следует серия плагиоклазит — лейкократовое оливиновое габбро. Состав плагиоклаза в этой серии более основной ($58\% \text{An}$), чем в конечных членах предшествующей серии ($50\% \text{An}$). В последующей небольшой серии габбро — ортоклазовое габбро состав плагиоклаза понижается до 53 номера. Далее идет серия различных,

большей частью лейкократовых, разновидностей ортоклазового габбро с почти одинаковым составом плагиоклаза более основного состава (62—59% An), чем в предшествующей серии.

На границах этих выделенных серий пород обычно наблюдаются узкие зоны незначительного рассланцевания и образования сдвигов небольшой амплитуды (3—10 см).

Таким образом мы видим, что переход к ортоклазовому габбро совершается не плавным эволюционным путем, а скачкообразно. Уменьшение основности плагиоклаза до определенного предела не ведет всегда к образованию ортоклаза.

Для возникновения ортоклаза необходимо наличие еще каких-то дополнительных условий, пока неизвестных. Более поздние ортоклазовые разности имеют даже состав плагиоклаза более основной (причем на 12 номеров), чем конечные члены ритмической ассоциации рудный перидотит — лейкократовое габбро.

Третий цикл слюдистого перидотита — оливинового слюдистого габбро — ортоклазового габбро

Данный цикл пород расположен в восточной части участка и, как уже упоминалось выше, обладает явно секущим интрузивным контактом по ломаной ступенчатой линии со вторым циклом пород. Замеренное в двух случаях падение контакта является вертикальным. При этом следует отметить, что при вертикальном секущем контакте ориентировка линейности во втором и третьем циклах пород по обе стороны контакта является одинаковой.

Вдоль этого контакта в породах более раннего второго цикла наблюдаются четко выраженные сдвиги небольшой амплитуды. Кроме того, здесь же наблюдаются интенсивные зоны рассланцевания и милонитизации, по которым нередко наблюдаются жилы щелочного пегматита, генетически связанные с более поздней фазой щелочных и нефелиновых сиенитов.

Породы третьего цикла, так же как и породы второго цикла, образуют подобие синклинальной структуры, только в менее четкой форме.

Падение на крыльях такой структуры — асимметрическое — на западном крыле пологое (20—30°), на восточном — крутое (50—70°).

В краевых частях третьего цикла пород находятся перидотиты и меланократовое габбро, большей частью ослюденелые. В центральной части находится ортоклазовое габбро, нередко оливинсодержащее.

Суммируя все вышеизложенное по участку Нятоваара, можно выделить некоторые основные черты магматической дифференциации в этой части массива, именно:

1. Направленный и в целом эволюционный процесс магматической дифференциации рудной основной магмы подразделяется на три этапа, последовательно следующих друг за другом, с некоторым перекрытием во времени между ними при наличии определенных условий этого процесса.

2. Широкое развитие сингенетических четко полосчатых ассоциаций, приуроченность поздних дифференциатов, представленных ортоклазовыми габбро, к центральным частям второго и третьего циклов пород, говорит о преобладании дифференциации на месте. Однако наличие перерывов в постепенности этого процесса служит указанием и на известную связь с магматической дифференциацией

в более глубоких частях магматического бассейна. Эти два процесса магматической дифференциации находятся в тесной взаимосвязи.

3. Направленность процесса дифференциации приводит к образованию рудных ультраосновных пород и пород монцонитового типа (ортоклазовых габбро).

Во втором цикле пород, кроме того, четко проявилась тенденция дифференциации от лейкократовых к меланократовым породам: от плагиоклазитов к рудным перидотитам.

При сравнении участков Нятоваара и Сууриваара видно, что они значительно отличаются друг от друга по целому ряду геологических и петрологических особенностей.

Таковыми наиболее существенными различиями являются:

1. Большая сложность геологической структуры участка Нятоваара.

2. Относительно большее количественное и качественное развитие на участке Сууриваара ильменито-титаномagnetитовых руд.

3. Значительное развитие на участке Нятоваара плагиоклазитов и лейкократового габбро, выделяющихся в самостоятельные прослои. На участке Сууриваара плагиоклазиты не получают четкого обособления.

4. Появление на участке Нятоваара в конечных членах магматической дифференциации различных разновидностей ортоклазового габбро. На участке Сууриваара данные породы отсутствуют.

5. Появление самостоятельного цикла пород слюдястого перидотита — ортоклазового габбро на участке Нятоваара.

6. Значительно большее развитие на участке Сууриваара зональных плагиоклазов и пироксенов, что указывает на то, что образование пород участка Нятоваара происходило в условиях большей глубинности, чем пород участка Сууриваара.

Перечисленные особенности указывают на большую степень магматической дифференциации на участке Нятоваара по сравнению с участком Сууриваара.

В значительной степени это обстоятельство объясняется различным положением участков в структуре массива. Участок Нятоваара расположен в срединной, наиболее широкой части массива, а участок Сууриваара — на южной оконечности восточной ветви подковообразного тела основных пород.

Более глубокий эрозионный срез участка Нятоваара по сравнению с участком Сууриваара хорошо согласуется с северо-восточным направлением линейности в массиве.

В связи с большей глубинностью находится и большая длительность процесса магматической дифференциации на участке Нятоваара.

Учитывая связь ильменито-титаномagnetитового оруденения с летучими, становится более ясным и относительное обогащение рудами участка Сууриваара в условиях верхних, апикальных частей массива.

IV. II ИНТРУЗИВНАЯ ФАЗА. ДАЙКИ ДИАБАЗОВ, СПЕССАРТИТОВ, ВОГЕЗИТОВ

Выделение даек диабазов, спессартитов и вогезитов в самостоятельную интрузивную фазу исходит из следующих положений:

а) диабазы, спессартиты и вогезиты по своей геологической позиции резко отличаются от основных пород I интрузивной фазы;

б) химический и минералогический состав данной группы пород сильно отличается как от основных пород I интрузивной фазы, так

и от более поздних щелочных сиенитов и гранитов, но в то же время является как бы связующим членом между породами I фазы и щелочными сиенитами.

Дайки диабазов и спессартитов находятся в одних и тех же тектонических зонах с более поздними щелочными пегматитами, сиенит-порфирами и бостонитами.

Диабазы обычно образуют вертикальные дайки, мощностью от 0,5 до 20 м. Нередко по контактам даек наблюдается внедрение более поздних щелочных пегматитов и бостонитов.

Под микроскопом диабазы обнаруживают типичную офитовую структуру и состоят из моноклинного пироксена (авгита) и кислого плагиоклаза, биотита и амфибола.

Авгит и кислый плагиоклаз, как правило, обладают зональным строением. Плагиоклаз в центре зерен представлен олигоклаз-андезином (33% An), по краям альбитом (5% An). Август (с $Ng = 46^\circ$) имеет в центральной части зерен $2V = +53^\circ$ и по краям $2V = +60^\circ$.

Спессартиты обычно не образуют самостоятельных даек и жил, а находятся в виде ксенолитов различной степени измененности в щелочных пегматитах. В единичных случаях спессартиты образуют целые нерасчлененные жилы, в контакте которых развиты щелочные пегматиты и бостониты.

Под микроскопом спессартиты состоят из мелких ксеноморфных зерен и призмочек роговой обманки (с $Ng = 11^\circ$, $2V = 62^\circ$).

V. III ИНТРУЗИВНАЯ ФАЗА. ЩЕЛОЧНЫЕ И НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ

Щелочные и нефелиновые сиениты, относящиеся к III фазе, слагают центральную часть массива. Площадь распространения щелочных сиенитов отличается крайне слабой обнаженностью. В связи с этим закономерности их геологического строения изучены недостаточно.

Судя по магнитометрическим данным и отдельным редким выходам, площадь, занимаемая щелочными породами, составляет 20 км². В плане эта площадь представляет собой удлинённый эллипс, обрамленный со всех сторон габброидными породами I фазы. Габброидные породы I фазы территориально отделяют нефелиновые сиениты от гранитов. Поэтому возрастные соотношения между гранитами и щелочными сиенитами неясны.

Петрография щелочных пород достаточно подробно описана в отчетах Ю. С. Неуструева, И. С. Ожинского, В. Е. Романова. Основные породообразующие минералы в сиенитах: ортоклаз, альбит, микроклин, нефелин и эгирин. В подчиненных количествах отмечаются: щелочные роговые обманки, анальцим, канкринит, флюорит, циркон и сфен.

Помимо крупных полей в центральной части массива щелочные породы слагают жильные пегматитовые тела, секущие габброидную серию пород. На участках Сууриваара и Нятоваара количество жил весьма значительно. На участке Сууриваара в продуктивном горизонте среднее расстояние между ними не более 10—30 м. Мощность жил колеблется от 0,2 до 20 м при протяженности 50—300 м. Простирание жил в подавляющем большинстве случаев совпадает с простиранием первичной полосчатости. Минералогический состав щелочных пегматитов тот же, что и у сиенитов. На отдельных участках отмечается иногда повышенное количество флюорита и циркона. Более

молодыми, чем жилы щелочных пегматитов, являются жилы сиенит-порфиров и бостонитов.

В щелочных пегматитах установлена ниобиевая минерализация, связанная с присутствием пирохлора. Пегматиты с ниобиевой минерализацией пользуются широким площадным распространением. Подобные жилы обнаружены на участке Сууриваара, Межозерном и в северной части массива.

Генезис щелочных сиенитов предыдущими исследователями трактовался с различных позиций. Ю. С. Неуструев и В. Е. Романов считают их магматическими породами, а И. С. Ожинский — метасоматическими. Вопрос о генезисе щелочных сиенитов остается открытым, так как существенно новых факторов, позволяющих решить этот вопрос, не получено.

Относительно щелочных сиенитов также неясен вопрос о механизме заполнения последними трубчатого пространства в центральной части массива. В южной части западной ветви габброидной серии пород к площади распространения нефелиновых сиенитов территориально примыкают мелкозернистые габбро, относимые нами к краевой фации габброидных пород. Отсюда возникает предположение о наличии в центральной части массива до образования щелочных сиенитов каких-то древних вмещающих пород.

VI. IV ИНТРУЗИВНАЯ ФАЗА. ГРАНИТЫ И ГРАНОДИОРИТЫ

Всеми предыдущими исследователями Елетозерского массива не отмечалось наличия гранитов более молодых, чем основные породы массива.

В результате работ 1955—1956 гг. с достоверностью устанавливаются граниты более молодые, чем основные породы Елетозерского массива.

Прежде чем перейти к описанию фактов, доказывающих это положение, отметим несколько особенностей этих гранитных пород.

1. Как видно из схематической карты Елетозерского массива, граниты развиты по краевым частям массива.

2. Граниты находятся в непосредственном контакте с различными породами I фазы массива. Так, например, на участке Сууриваара граниты контактируют с мелкозернистыми габбро, на южной оконечности массива с среднезернистыми оливинowymi габбро, по восточному контакту массива — с крупнозернистыми габбро и мелкозернистыми габбро-диоритами.

3. Образование гранитов сопряжено с интенсивными тектоническими процессами. Это видно из следующих фактов:

а) большая часть гранитов интенсивно огнейсована;

б) граниты насыщены ксенолитами габброидных пород. Местами граниты переходят в типичные агматиты (см. рис. 5) и послойные магматиты;

в) по восточному контакту гранитов с габбро наблюдается довольно мощная зона тектонитов, представленная преимущественно альбито-амфиболовыми сланцами, образовавшимися за счет основных пород I фазы массива. На участке Домгора (см. рис. 9) мощность таких пород достигает местами 100—120 м.

Местами ксенолиты альбито-амфиболовых сланцев вместе с гранодиоритами смяты в интенсивные плейчатые структуры (рис. 6).

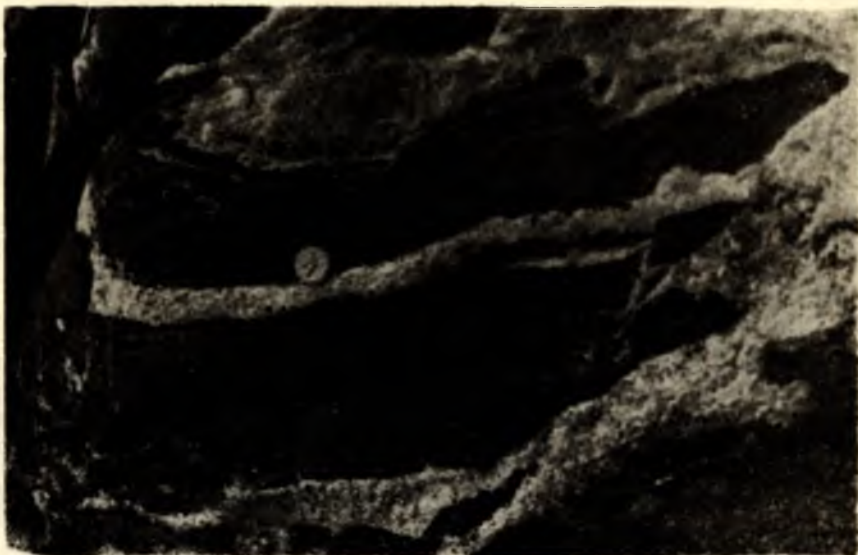


Рис. 5. Ксенолиты габброидных пород в гранитах Елетозерского массива.



Рис. 6 Пигматитовая жилка гранодиорита в ксенолите альбито-амфиболового сланца.

Отмеченные взаимоотношения известны еще по работам Ю. С. Неуструева (1937).

Петрографические разновидности гранитов. По минералогическому составу и текстурным особенностям выделяются, в основном, две разновидности гранитов:

- 1) гранодиориты;
- 2) плагио-микроклиновые и существенно микроклиновые граниты.

Гранодиориты серого цвета, интенсивно огнейсованы, средне- и крупнозернисты. Их характерной особенностью является порфировидная структура, обусловленная наличием сосюритизированных вкрапленников олигоклаз-андезина (№ 34—31), включенных в основную средне- и мелкозернистую массу, состоящую из кварца и биотита. Представление о структуре гранодиоритов дает рис. 7.

Гранодиориты нередко содержат многочисленные ксенолиты пород габброидного и диоритового составов.

Плагио-микроклиновые граниты связаны серией постепенных петрографических переходов с гранодиоритами.

Плагио-микроклиновые граниты по внешнему виду отличаются от „серых“ гранодиоритов своим розовым или красновато-розовым цветом.

Плагио-микроклиновые граниты развиты или в виде прожилков в гранодиорите, образуя различного типа мигматиты-агматиты и прослойные мигматиты — или в виде сравнительно однородных участков.

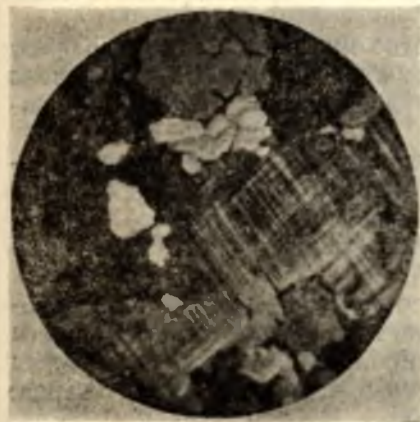


Рис. 8. Микрофото плагио-микроклинового гранита. Видно развитие микроклина по плагиоклазу.

Увеличение 20, николи скрещены

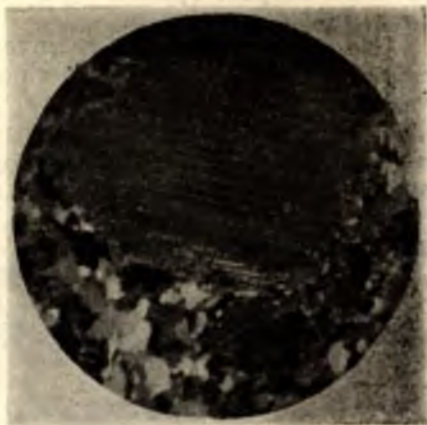


Рис. 7. Микрофото гранодиорита. Виден крупный порфировый вкрапленник плагиоклаза в кварцево-биотитовой основной массе.

Увеличение 20, николи скрещены

Нередко в микроклиновых разновидностях гранитов зерна кварца приобретают голубоватый цвет. Кроме того, однородные разности микроклиновых гранитов обладают порфировой структурой с размером вкрапленников микроклина до 1—3 см по длинной оси.

Изредка встречаются реликты зерен ортоклаза.

Микроклин развивается метасоматически, замещая плагиоклаз, или в основной массе, нередко сильно катаклазированной. Часто на границе зерен плагиоклаза и микроклина образуются мирмекиты.

Представление о структуре плагио-микроклиновых гранитов дает рис. 8.

Как уже упоминалось выше, вопрос о границе и характере вмещающих пород Елетозерского массива остается открытым.

Не исключена возможность, что часть гранитов, которые при полевых исследованиях условно именовались „серыми гранитами“,

являются более древними (архейскими?) в значительной степени переработанными более молодыми плагио-микроклиновыми гранитами.

Перейдем теперь к изложению фактов, определяющих более молодой возраст гранитов по отношению к основным породам I фазы Елетозерского массива.

В отчете Ю. С. Неуструева по геологической съемке (1937) соотношения гранитов и габбро Елетозерского массива определяются главным образом по участку Домгора. Ю. С. Неуструев описывает здесь краевые зоны габброидных пород массива, представленных различного рода тектонитами, которые, по его мнению, образовались при тектоническом воздействии магмы на стенки интрузивной камеры. Правда, в то же время Ю. С. Неуструевым отмечается послойная жила гранитов в краевой зоне тектонитов, но эту жилу он считает „вдвинутой“ в сланцы краевой зоны массива.

Детальное геологическое картирование этого участка выявило следующую картину (см. рис. 9).



Рис. 9. Геологическая карта участка Домгора.

1. Плагио-микроклиновые граниты. 2. Гранодиориты. 3. Мигматиты гранитов по габбро-диоритам. 4. Альбито-амфиболовые сланцы. 5. Мелкозернистые габбро-диориты. 6. Полосчатость. 7. Сланцеватость.

отчетливые инъекционные гранитные прожилки. Микроскопически гранитизация габбро-диоритов выражается в новообразовании кварца, микроклина и зеленого биотита.

Кроме того, в восточной части массива в зоне тектонитов зафиксированы послойные инъекционные прожилки грано-сиенитового состава.

На южной оконечности массива в восточном контакте участка Южная Сууриваара задокументирован непосредственный контакт гранитов с крупнозернистым габбро (см. рис. 10).

В этом обнажении наблюдается обеднение гранита кварцем и переход его в грано-сиенит. Зон рассланцевания и милонитизации, как

В контакте гранодиоритов с габбро-диоритами проходит зона тектонитов, представленных альбито-амфиболовыми сланцами, мощностью в 100—120 м.

Простирание сланцеватости этой зоны совпадает с гнейсовидностью и полосчатостью гранодиоритов и срезают почти под прямым углом первичную полосчатость габбро-диоритов. Контакт плагио-амфиболовых сланцев с габбро-диоритами резкий. Однако степень рассланцевания различна, и по шлифам можно проследить все переходы от габбро-диоритов к сланцам.

Плагио-микроклиновые граниты образуют апофизы или отдельные тела прихотливой формы в габбро-диоритах.

В двух обнажениях, примыкающих к плагио-микроклиновым гранитам, встречены послойные мигматиты этих гранитов по габбро-диоритам.

В этом случае серый габбро-диорит делается светло-розовым, видны

в граните, так и в габбро, не наблюдается. В грано-сиените содержатся многочисленные ксенолиты крупнозернистого габбро I фазы массива. Контуры ксенолитов или резкие, остроугольные, или мягкие, расплывчатые. Как в самих ксенолитах крупнозернистого габбро, так и во вмещающем крупнозернистом габбро, отмечается развитие вторичного кварца, зеленого биотита и амфибола.

По восточному контакту пород I фазы массива в различных точках в гранитах отмечены ксенолиты мелкозернистых габбро-диоритов.

И наконец, в многочисленных пунктах зафиксированы жилы плагио-микроклиновых гранитов в различных основных породах I фазы массива.

Типичная жила мелкозернистого плагио-микроклинового гранита видна на фото (рис. 11).

Характерной особенностью гранитных жил является то, что они развиты в основных породах I фазы только в узкой приконтактной зоне с гранитами.

Взаимоотношения гранитов с другими породами массива

В восточном контакте пород I фазы встречен крупный ксенолит габбро в гранитах. В ксенолите габбро проходит жила диабаза, и линия контакта ксенолита с гранитом „срезает“ жилу диабаза.

Соотношения же гранитов со щелочными и нефелиновыми сиенитами непосредственно не устанавливаются.

Может быть, в этой связи следует отметить следующий факт. На участке Южная Сууриваара среди поля гранитов в 600 м от контакта с габброидными породами встречена жила мелкозернистого пепельно-серого сиенито-диорита, мощностью свыше 0,5 м. Жила сиенито-диорита сечет не только гранодиориты, но и жилу плагио-микроклинового гранита.

Структура сиенито-диорита — порфировая. Порфировые включения представлены олигоклаз-андезином (29% An).

В основной массе находятся зерна плагиоклаза того же состава, анортоклаза (β — $Ng=90^\circ$, $Nm=71^\circ$, $Np=16^\circ$, $2V=-38^\circ$), моноклинного пироксена и биотита.

VII. V ФАЗА. ДАЙКИ ЭНСТАТИТОВЫХ ПОРФИРИТОВ

Дайки энстатитовых порфиритов впервые отмечены Е. И. Стабровской на мысе Пирттиниеми озера Елетозера. В других пунктах в районе Елетозерского массива последующими исследованиями аналогичные породы не обнаружены.

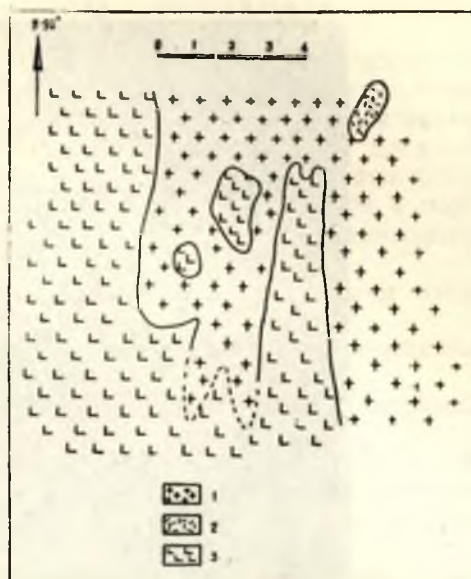


Рис. 10. Зарисовка обнажения 1524. План. Контакт грано-сиенитов с крупнозернистым габбро.

1. Гранодиорит. 2. Эпидиорит. 3. Гранитизированное крупнозернистое габбро



Рис. 11. Жила плагио-микроклинового гранита в габбро I фазы Елетозерского массива.

Дайки энстатитовых порфиритов секут под различными углами гнейсовидность молодых гранитов. Мощность даек колеблется от 0,5 до 20 м. Микроскопически различаются как афонитовые, так и полнокристаллические разновидности этих пород.

Ю. С. Неуструевым энстатитовые порфириты рассматривались, как самые молодые породы района Елетозерского массива. Им же дается и детальная петрографическая характеристика этих пород. В частности, Ю. С. Неуструевым описывается переход в одной из даек от пироксенового порфирита в породу состава кварцевого порфирита.

VIII. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОЛОГИИ И ТЕКТониКИ ЕЛЕТОЗЕРСКОГО МАССИВА

Степень изученности Елетозерского массива не позволяет еще дать полную характеристику петрологии и тектоники последнего, поэтому в настоящей статье авторы приводят только свои соображения по некоторым основным положениям.

Остановимся сначала на некоторых вопросах тектоники массива.

В силу отсутствия достоверных фактов о характере и структуре вмещающих пород (рамы массива), вопрос о взаимоотношениях массива и вмещающих пород остается пока открытым.

Кольцевая форма строения габброидных и щелочных пород массива, вероятнее всего, говорит о платформенном типе интрузии.

Отсутствие гнейсовых фаций в основных и щелочных породах массива служит указанием на вероятную пассивность рамы в процессе формирования габброидных и щелочных пород.

Характерной особенностью прототектоники I интрузивной фазы является соотношение между первичной полосчатостью и линейностью. В породах I фазы массива линейность по отношению к полосчатости обладает относительным постоянством своего направления при значительных колебаниях углов погружения. Полосчатость же по сравнению с линейностью отличается невыдержанностью своего простира-

ния. Она может образовывать подобие синклинальных структур, резкие повороты по простиранию и т. д.

Направление линейности в породах I фазы массива северо-восточное (СВ 10—60°). Относительное постоянство ориентировки линейности говорит об устойчивом характере тектонических сил растяжения при формировании пород I интрузивной фазы массива и направлении движения поступающей из глубины порций магмы — с северо-востока на юго-запад.

Частичная статистическая обработка трещин отдельности в породах I фазы показывает сопряженность последних с первичными структурами течения — линейностью и полосчатостью.

С механической активностью магмы связаны дальнейшие этапы тектоники массива, а именно:

1. Образование трещин растяжения, по которым происходило внедрение даек диабазов, спессартитов и вогезитов.

2. Внедрение щелочных и нефелиновых сиенитов и связанных с ними пегматитов, сиенит-порфиоров и бостонитов.

С внедрением щелочных и нефелиновых сиенитов связано образование в породах I фазы многочисленных и часто довольно мощных зон милонитизации и расланцевания, ориентированных или по длинной оси массива (меридионально) или в СВ направлении.

Нередко к таким тектоническим зонам приурочены крутые склоны и даже обрывы (гора Куккаваара, северная оконечность горы Нятоваара). Указанные тектонические движения продолжались и после формирования жил щелочного пегматита, на что указывает наличие расланцеванных и будинированных тел щелочного пегматита в некоторых зонах милонитизации, обычно СВ направления. Возможно, часть таких тектонических зон носила сбросовый характер.

Несколько особняком стоит вопрос о тектонике, сопряженной с внедрением гранитов, более молодых, чем габброидные породы Елетозерского массива.

В отличие от других пород массива, молодые граниты первично огнейсованы, содержат многочисленные ксенолиты различных габброидных пород. На контакте гранитов и пород I фазы проходят довольно мощные зоны тектонитов. В зоне развития гранитов довольно интенсивно развиты процессы мигматизации. Все вышеперечисленные факты говорят о значительной тектонической активности магмы в этот период в отличие от условий формирования I фазы массива.

И наконец, последним этапом тектонической жизни, связанной с формированием массива, является образование трещин или расколов, послуживших каналами для внедрения даек энстатитовых порфиритов.

Из вопросов, касающихся петрологии массива, рассматриваются следующие:

1. О составе первоначальной магмы и некоторых особенностях ее последующей эволюции.

2. Генетическое положение II и V фаз массива (даек диабазов, спессартитов, вогезитов и энстатитовых порфиритов).

3. О положении молодых гранитных пород.

О составе первоначальной магмы

В связи с тем, что мелкозернистые габбро-диориты являются самыми ранними из известных пород массива, их мелкозернистость и приуроченность к краевым частям габброидных пород I фазы рассматривается как принадлежность к породам краевой фации этой

фазы, состав габбро-диоритов принимается как отвечающий наиболее вероятному составу первоначальной магмы Елетозерского массива или во всяком случае составу магмы I фазы.

К настоящему времени имеется два химических анализа мелкозернистых габбро участка Сууриваара (табл. 2).

Таблица 2

	Проба 1	Проба 2
	(восточный контакт участка Северная Сууриваара)	
SiO ₂	46,32	48,10
TiO ₂	1,15	1,15
Al ₂ O ₃	16,78	14,84
Fe ₂ O ₃	3,76	4,69
FeO	6,26	8,20
MnO	0,18	0,28
CaO	15,66	12,06
MgO	7,71	6,38
V ₂ O ₅	0,07	0,05
K ₂ O	0,51	0,72
Na ₂ O	1,04	2,03
H ₂ O	0,17	0,30
п.п.п.	0,37	0,61

Числовые характеристики по А. И. Заварицкому

	a	b	c	s	f ¹	m ¹	c ¹	n
Проба I	3,1	32,4	9,9	54,6	29,7	41,1	29,3	77,3
Проба II	5,5	30,8	7,3	56,4	32,6	35,6	24,8	82,5
Плато-базальт	6,8	30,1	6,2	56,9	42,7	38,7	18,6	85,7(3)

По своим числовым характеристикам системы А. Н. Заварицкого мелкозернистые габбро ближе всего отвечают числовым характеристикам плато-базальта или толеитовому типу магмы. С этим согласуется и то, что конечными членами дифференциации в горизонте мелкозернистых габбро-диоритов являются кварцевые диориты и мангериты.

Однако в ходе последующей магматической эволюции образуются рудные оливинсодержащие ультраосновные породы и монцониты. В логической последовательности с этим находится и возникновение еще более поздних щелочных и нефелиновых сиенитов.

Таким образом, последующие члены магматической дифференциации не соответствуют тенденции дифференциации толеитового типа магм, а отвечают тенденции дифференциации магмы типа оливинового базальта.

Это обстоятельство, возможно, находит свое объяснение в том, что для Елетозерского массива первоначальный состав магмы типа плато-базальта возник из магмы типа оливинового базальта в результате процессов гибридизма при прохождении через кислую сиалическую оболочку.

Генетическое положение II и V фаз массива

Геологические позиции и петрографические особенности пород II и V фаз массива говорят за то, что они являются типичными малыми интрузиями.

II интрузивная фаза представлена дайками диабазов, спессартитов и вогезитов, внедрившихся в породы I интрузивной фазы. Состав этих пород является переходным от габброидных к щелочным породам массива (между I и III фазами). Изменения в составе пород II фазы показывает ход эволюции состава магмы на глубине в период между внедрением I и III фаз массива.

Аналогичное можно сказать и о V интрузивной фазе, представленной дайками энстатитовых порфиритов. Генетически дайки энстатитовых порфиритов связаны с молодыми гранитами и также указывают на ход глубинной магматической эволюции.

Таким образом, в своих взглядах на малые интрузии авторы согласны с представлениями М. Б. Бородаевской (1955), которая указывает, что „описываемые формации характеризуют самостоятельные интрузивные циклы и являются производными глубоко расположенных магматических бассейнов, проходящих на глубине длительную и сложную дифференциацию“.

О положении молодых гранитных пород

Данный вопрос является наиболее сложным и противоречивым.

Для правильного решения этого вопроса, на взгляд авторов, необходимо учитывать следующее:

Первое. Целый ряд факторов указывает на то, что значительная часть молодых гранитов прошла стадию магмообразования. Эти факты следующие:

1) Наличие многочисленных ксенолитов габброидных пород в молодых гранитах. Нередко ксенолиты габбро-диоритов краевой фации I фазы массива находятся в поле гранитов на довольно значительном удалении от контакта с породами I фазы.

2) Активное химическое воздействие со стороны гранитов на основные породы массива и ксенолиты габброидных пород.

3) Изменение в некоторых случаях состава гранитов к граносиенитам в результате процессов взаимодействия гранитов с основными породами массива.

Второе. Молодые граниты контактируют с различными породами I фазы массива — краевой фацией, представленной габбро-диоритами, крупнозернистыми и среднезернистыми габбро.

В контакте гранитов с габброидными породами массива развиты тектониты, образовавшиеся за счет этих габброидных пород.

Эти факты, вероятнее всего, свидетельствуют о том, что граниты поступили с некоторой глубины по тектоническим зонам, приуроченным к краевым частям габброидных пород I фазы массива.

Минералогический состав гранитов и их текстура не обладают четко выраженными особенностями (как например щелочные граниты массива Гремяха-Вырмес), позволяющими отличить их от более древних гранитов.

Некоторое отличие заключается только в наличии порфировой текстуры грано-диоритов и однородных разностей плагио-микроклиновых гранитов. Причем для грано-диоритов характерен довольно основной состав порфировых вкрапленников плагиоклаза (№ 31—34), что значительно отличает их от архейских олигоклазовых гранитов.

В этой связи уместно отметить также следующее.

Для наиболее изученных массивов аналогичного геологического строения, например таких как Волынский массив габбро-лабрадоритов и Адирондак в северной Америке, также характерна ассоциация более ранних габброидных пород и более поздних щелочных и гранитных пород. Гранитные породы занимают площади, в несколько раз превосходящие площади габброидных пород. Минералогический состав этих гранитов не обладает какими-либо специфическими особенностями.

Все это говорит за то, что граниты Елетозерского массива прошли в значительной своей части магматическую стадию и их проникновение в верхние структурные горизонты сопряжено с интенсивными тектоническими движениями.

Способ возникновения этой гранитной магмы, характер ее генетической связи с габброидными и щелочными породами массива является не ясным.

IX. О ВОЗРАСТЕ ЕЛЕТОЗЕРСКОЙ ИНТРУЗИИ

Всеми предыдущими исследователями (Ю. С. Неуструевым, И. С. Ожинским, В. Е. Романовым) возраст Елетозерской интрузии, на основании наличия щелочных пород и последующей аналогии с Хибинским и Ловозерским массивами щелочных пород, принимался как палеозойский.

Определение абсолютного возраста гранитных пород массива аргоновым методом по слюде, проведенное в Лаборатории геологии докембрия АН СССР Э. К. Герлингом, дало цифру в 1620 миллионов лет. Определение абсолютного возраста тем же методом в слюдистом габбро I фазы массива дало явно завышенную цифру в 2 миллиарда лет. Однако относительный порядок цифр этих двух определений согласуется с геологическими фактами.

Несмотря на возможную завышенность цифр абсолютного возраста, все же нужно признать, что порядок цифр отвечает протерозойскому возрасту по следующим соображениям.

Параллелизация Елетозерского массива с палеозойскими щелочными массивами Кольского полуострова (Африканда, Вуориярви, Ена, Салмогора и Песочная аномалия) исключается по двум причинам:

1. Довольно резкое различие в геологическом строении. Для Африканды, Вуориярви и других аналогичных массивов характерен комплекс ультраосновных и щелочных пород типа якупирангитов, ийолитов и мельтейгитов.

Для Елетозера характерна ассоциация габброидных, сиенитовых и гранитных пород.

2. Металлогения палеозойских щелочных массивов (Африканды, Ены, Салмогоры и др.) существенно отличается от металлогении Елетозерского, Цагинского массивов и массива Гремяха-Вырмес.

С первыми связано перовскито-кнопитовое и магнетитовое оруденение, со вторыми — ильменито-титаномagnetитовое.

3. Определение абсолютного возраста для Африкандовского и Вуориярвинского массивов различными методами, в том числе и аргоновым по слюде, показало цифры, лежащие в довольно четких пределах 320—360 миллионов лет (Герлинг, 1956; Чураков, 1947).

Геологические особенности Елетозерского массива (кольцевая форма, первоначальный состав магмы, отвечающий плато-базальту, наличие щелочных нефелинсодержащих пород, отсутствие признаков регионального метаморфизма) говорят о его платформенном характере. Данное обстоятельство, как будто, исключает архейский возраст Елетозерской интрузии.

Таким образом, наиболее вероятный возраст Елетозерской интрузии — протерозойский, посторогенный.

В этой связи стоит вопрос и о возрасте интрузий Гремяха-Вырмес и Цагинской на Кольском полуострове, которые имеют много общих геологических, петрологических и металлогенических особенностей с Елетозерским массивом.

По аналогии с Елетозерским массивом их возраст, возможно, следует также принимать как протерозойский, посторогенный.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя предварительные итоги изложенному фактическому материалу, в заключение суммируем новые данные по геологии Елетозерского массива, которые сводятся к следующему:

1. Кроме известного ранее ильменито-титаномagnetитового оруденения, связанного с основными породами I интрузивной фазы, выявлено ниобиевая минерализация, связанная с пироксеном, в щелочных и нефелиновых сиенитах.

2. Выделены граниты, являющиеся более молодыми, чем габброидные породы I интрузивной фазы массива. Площадь распространения этих гранитов, взаимоотношения последних с архейскими породами, а также вопросы их генезиса остались не изученными.

3. Внесены значительные изменения в расчленение последовательности образования массива, выражающиеся: 1) в объединении габброидных пород массива в одну интрузивную фазу; 2) в выделении трех новых интрузивных фаз: а) даек диабазов, спессартитов и вогезитов; б) гранитов; в) даек энстатитовых порфиритов.

4. Подтверждено предположение В. Е. Романова об отнесении Елетозерского массива к плутонам центрального типа и о его кольцевом строении.

5. Порядок цифр определения абсолютного возраста и платформенный характер Елетозерской интрузии указывает на протерозойский, посторогенный ее возраст.

В свете этих новых данных представляется возможным высказать несколько предположений:

1. По аналогии с Елетозерской интрузией возраст массивов Гремяха-Вырмес и, возможно, Цагинского на Кольском полуострове следовало бы также считать протерозойским, посторогенным.

2. Группу массивов Кольского полуострова и Карелии, содержащих в своем составе щелочные нефелинсодержащие породы, относимых

до сих пор целиком к палеозою, возможно, следует разделить по возрасту на две основных группы:

- А — палеозойскую,
- Б — протерозойскую.

К протерозойской группе следует отнести Елетозерский массив в Карелии, Гремяха-Вырмес и, возможно, Цагинский массивы на Кольском полуострове, для которых характерно сочетание ранних габброидных пород и более поздних щелочных и гранитных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Бородаевская М. Б. 1955. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектоно-магматического цикла. Сб. „Магматизм и связь с ним полезных ископаемых“. Труды первого Всесоюзного петрографического совещания. Изд. АН СССР.

Герлинг Э. К. 1956. Агроновый метод определения возраста и его применение для расчленения докембрийских образований Балтийского и Украинского щитов. Геохимия, № 5. Изд. АН СССР.

Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР.

Полканов А. А. и Елисеев Н. А. 1941. Петрология плутона Гремяха-Вырмес (Кольский п-ов). Изд. Ленингр. гос. ун-та.

Чураков А. Н. 1947. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы. Изд. АН СССР. Серия геологическая, № 1.