

И. Д. БАТИЕВА

ПЕТРОЛОГИЯ
ЩЕЛОЧНЫХ
ГРАНИТОИДОВ
КОЛЬСКОГО
ПОЛУОСТРОВА

Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Батиева И. Д. Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1976, с. 1 — 224.

В книге приведены результаты исследования закономерностей распространения, геологического строения массивов, петрографии, минералогии, геохимии и металлогении щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Показано, что формирование магм щелочных гранитоидов шло путем кристаллизации из ювенильных магматических расплавов, отделившихся от толентовых базальтов и эволюционирующих в направлении обеднения кальцием, магнием, алюминием, и обогащения кремнеземом, водой, щелочами и рудными элементами. Дано сравнение щелочных гранитов с гранитами Кольского полуострова и с щелочными гранитами других регионов Советского Союза и мира. Табл. — 42, рис. — 63, библиогр. — 385 назв.

Ответственный редактор

И. В. Бельков

Ия Дмитриевна Батиева

ПЕТРОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Утверждено к печати

*Геологическим институтом ордена Ленина Кольского филиала
им. С. М. Кирова АН СССР*

Редактор издательства Н. П. Скорынина
Художник Г. В. Смирнов
Технический редактор Г. А. Смирнова
Корректоры Л. М. Бова и М. А. Горилас

Сдано в набор 14/X 1975 г. Подписано к печати 18/II 1976 г.
Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 14+6 вкл. (1¹/₄ печ. л.) =
= 21.35 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 23.40. Изд. № 6048. Тип. зак. № 690.
М-30051. Тираж 850. Цена 2 р. 34 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

552.11

И. Д. БАТИЕВА

ПЕТРОЛОГИЯ
ЩЕЛОЧНЫХ
ГРАНИТОИДОВ
КОЛЬСКОГО
ПОЛУОСТРОВА

1809

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД — 1976



фелиновых сиенитов (Хибинский, Ловозерский массивы и др.), каледонской щелочно-ультраосновной формации (массивы Ковдорский, Вуорьярви, Себлявр и др.), среднепротерозойской формации щелочных габбро и формации щелочных гранитов и сиенитов. Последние образуют крупнейшую в мире провинцию и занимают площадь свыше 3000 км.² Далее, как теперь установлено, формации щелочных габбро, щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова являются наиболее древними на Земле среди аналогичных и других щелочных магматических формаций, знаменуют собой наиболее раннее проявление геотектонического этапа становления платформенного режима и с этой точки зрения могут служить эталоном для сравнения с ней более молодых проявлений формаций щелочных гранитов на более молодых платформах и в зонах тектономагматической активизации. Кольская формация щелочных гранитов и сиенитов представлена разнообразными комплексами пород — от гранодиоритов и кварцевых сиенитов до гранитов, сопровождается сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Породы формации находятся в различных геологических условиях, что создает благоприятные предпосылки для структурно-тектонических, петрологических исследований и изучения вопросов петрогенезиса.

Наконец, эта формация интересна своими минералого-геохимическими и металлогеническими особенностями. Все это послужило основанием для постановки углубленных исследований, проводившихся автором длительные время: на первом этапе с 1947 по 1951 г. и на втором — с 1957 по 1973 г. Целью исследований явилось выявление на Кольском полуострове всего комплекса пород формации щелочных гранитов и сиенитов, установление их первичной природы и структурно-тектонической позиции интрузий, выяснение особенностей геологического строения интрузивных тел, главных черт и отличительных особенностей петрологии, вещественного состава и металлогении формации, определение ее места в эволюционном ряду других гранитоидных формаций Кольского полуострова, сравнение с аналогичными формациями щелочных гранитов других регионов.

Решению поставленных целей способствовало расширение в последнее время масштабов исследований в области геологии, стратиграфии, геохронологии, геофизики, петрологии, геохимии и металлогении территории советской части Балтийского щита.

Обработка собранных материалов осуществлялась в лабораториях Геологического института Кольского филиала АН СССР, в том числе в аналитических (Н. А. Елина, Р. А. Кравченко-Бережной) и фазовой (Н. М. Дьякова). Чертежные работы выполнены под руководством Н. П. Дьякова, фотографические — под руководством М. П. Базанова. Техническую помощь в работе систематически оказывала Р. А. Шикторина. Математическая обработка аналитических данных выполнена по соответствующим программам на ЭВМ Минск-22 (в вычислительном центре Кольского филиала АН СССР) и Минск-32 (в Карельском филиале АН СССР). На протяжении всей своей работы автор пользовался постоянной поддержкой и консультациями [О. А. Воробьевой] и И. В. Белькова, товарищей по работе. Ряд ценных замечаний при обсуждении работы было высказано К. О. Кратцем, А. И. Гинзбургом и Н. Ф. Шинкаревым. Всем им автор выражает свою признательность и благодарность.

Результаты исследования геологии Кольского полуострова в наиболее систематизированном виде обобщены в издании «Геология СССР», т. XXVII, ч. I (1958). Дальнейшее развитие геологических исследований отражено в последующих работах К. О. Кратца и К. А. Шуркина (1960), Л. Я. Харитоновой (1960, 1964, 1966), А. А. Полканова и др. (1964), А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича (1966), И. Д. Батиевой и И. В. Белькова (1968а), М. Я. Цирульниковой и др. (1968), К. А. Шуркина (1968), К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова (1969, 1971), Л. И. Салона (1971), В. А. Перевозчиковой и А. В. Сеницына (1971), И. В. Белькова и др. (1971), Г. А. Поротовой и П. Н. Болгурцева (1971), А. А. Кухаренко и др. (1971), С. Б. Лобач-Жученко и др. (1972) и ряда других. К настоящему времени еще не полностью завершены разработка сводной стратиграфии Балтийского щита и выделение всех магматических формаций. В основу проведенных исследований положена схема (табл. 1),¹ составленная автором на основании имеющихся опубликованных материалов и личных наблюдений. Согласно этой схеме, в геотектоническом развитии региона нами выделяется пять главных этапов, качественные различия которых обусловлены закономерными процессами поступательного и необратимого развития земной коры в докембрии. С известной долей условности в терминологии они определены как: 1) этап образования древнейшей земной коры (архейского возраста); 2) этап заложения первичных подвижных зон и относительно устойчивых блоков (протогеосинклинальной, нижнепротерозойского возраста); 3) этап становления платформы и развития локальных подвижных зон (субплатформенный, среднепротерозойский); 4) этап собственно платформенный (верхнепротерозойский); 5) этап эпиплатформенной активизации (палеозойский). Каждому из выделенных геотектонических этапов свойственны определенные магматические формации в силу того, что появление той или иной магматической формации связано с закономерными процессами развития земной коры — эволюцией ее мощности, строения, состава, геотермического и тектонического режимов и др., как это было показано нами ранее (Батиева, Бельков, 1966, 1968а, 1968б, 1971а, 1971в). В этой связи стала понятной приуроченность формации щелочных гранитов и сиенитов к среднепротерозойскому этапу геотектонического развития Балтийского щита — этапу становления платформенного режима региона.

До завершения формационного анализа гранитоидов Кольского полуострова геологическое и возрастное положение щелочных гранитов, а также многие другие коренные черты и особенности их петрологии и металлогении оставались нераскрытыми.

Впервые щелочные граниты на Кольском полуострове были выявлены А. А. Полкановым в 1924 г. на тундре Гремяха (Полканов, 1935, 1936)

¹ Предполагаемая схема стратиграфии не является общепризнанной, так как до последнего времени многие исследователи к архею относят большую часть беломорской и кольской серий и мигматизирующие их граниты (так называемой второй группы).

Таблица 1

Стратиграфическая шкала	Радиологический возраст (млн лет)	Этап		Осадочные	
		геотектонический	орогенический	серии, свиты, толщи	комплексы пород
Палеозой	255—315	Эпиplatformенный	Герцинский	Контозерская	Арковые песчаники, алевролиты, конгломераты
	410—517		Каледонский	Ловозерская	
Прогерозой	700—1400	Платформенный	Байкальский	Волоковская, рыбацкая, верхнетерская	Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, карбонатные алевролиты, глинистые сланцы
				Кильдинская, нижнетерская	Конгломераты, песчаники, красноцветные песчаники, сланцы, доломиты
	1700—2200	Субплатформенный	Карельский	Порьиташская, ильменская	
				Пильгуярви; титанская, умбинская, куэсярви, полисарская, ахмахти, сейдореченская	Черные сланцы, алевролиты, арковы, доломиты, кварциты
				Рижгубская, романовская и др.	Конгломераты, кварциты, песчаники, доломиты
	2500—2900	Протогеосинклинальный	Свекофенский	Кейвская, тальинская, яуриокская, лоухская, кандская и др.	Глиноземистые сланцы и гнейсы, двуслюдяные сланцы, кислые гранулиты, кварциты, доломиты
Архей				Более 2900	Этап становления земной коры

Стратиграфия и магматические формации Кольского полуострова

Вулканогенные		Интрузивные	
формации	комплексы пород	формации	комплексы пород
Щелочнобазальтовая	Пикритовые и щелочные порфиры, пирокласты	Нефелин-сиенитовая	Щелочные и нефелиновые сиениты, ийолит-уртиты
		Щелочно-ультраосновная	Мельтейгиты, ийолит-уртиты, нефелиновые и какриновые сиениты
		Толит-базальтовая (дайковая)	Габбро-диабазы, долериты
Андезитовая	Андезитовидные порфиры, пикриты, туфы	Гранодиорит-гранитовая (порфиroidных гранитов)	Порфиroidные граниты, граносиениты, гранодиориты
Пикрит-базальтовая	Пикриты, альбитофиры, порфиры, андезитовидные порфиры, мандельштейны	Лейкократовых гранитов и аляскитов	Аляскиты, лейкократовые и перматитовые граниты
		Щелочных гранитов и сиенитов	Нефелиновые сиениты, сиениты, граносиениты, щелочные граниты и гранодиориты
Андезит-базальтовая	Метадиабазы	Эндербитов-чарнокитов	Эндербиты, чарнокиты, порфиroidные граниты
		Щелочных габбро	Габбро, перидотиты, пироксениты, пуласкиты, ийолиты, нефелиновые сиениты, бостониты и др.
		Габбро-норит-перидотитовая	Оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбро, габбро-нориты
Дацит-андезитовая (?)	Мандельштейны, порфиры, сландеватые амфиболиты	Мигматит-гранитов, анатектит-гранитов и порфиroidластических гранитов	Мигматиты, биотитовые граниты, порфиroidластические граниты
		Габбро-плагиигранитная	Метагаббро, кварцевые диориты, плагииграниты.
		Габбро-анортозитовая	Метагаббро-анортозиты, метагаббро
		Габбро-перидотитовая	Метаперидотиты, метагаббро-нориты, гипербазиты
Андезит-дацитовая	Средние эффузивы (метаморфизованные)	Гранодиорит-тоналит-плагиигранитовая	Гранодиориты, плагииграниты, тоналиты, кварцевые диориты

и в 1925 г. им же обнаружены в коллекции П. Б. Риппаса, собранной в 1898 г. на горе Белая гундра. В 1928 г. Б. М. Куплетским и О. А. Воробьевой выявлена и исследована наиболее крупная интрузия щелочных гранитов в районе Западных Кейв (Куплетский, Воробьева, 1930). При геологическом картировании территории Кольского полуострова, осуществлявшемся под руководством П. В. Соколова, щелочные граниты найдены в бассейне рр. Поной и Стрельны, в районе Канозера. Еще в предвоенные годы проводилось геологическое картирование отдельных планшетов, при котором изучались щелочные граниты. В этих работах участвовали К. О. Кратц, А. В. Перевозчиков, М. Д. Вагапова, Т. Н. Никольская, И. С. Ожинский, И. В. Моисеев, С. Н. Немцов, Л. Я. Харитонов и многие другие геологи. Именно в то время на происхождение щелочных гранитов сложились две точки зрения. Представлениям А. А. Полканова, Б. М. Куплетского, О. А. Воробьевой, П. В. Соколова о первичномагматической природе щелочных гранитов было противопоставлено представление о метасоматическом их генезисе — путем гранитизации толщи вмещающих их гнейсов, сложившееся под влиянием идей О. Баклунда (Bäcklund, 1936).

Первнаное Великой Отечественной войной изучение щелочных гранитов возобновилось в 1946 г., когда сотрудники Кольской базы АН СССР приступили к комплексному изучению щелочных гранитов Западных Кейв, бассейна рр. Поной и Стрельны, Канозера и других районов. В этих исследованиях, осуществляемых под руководством А. А. Чумакова, участвовали И. Д. Батиева, И. В. Бельков, А. В. Галахов, И. В. Гинзбург, А. М. Иванов, А. И. Морозов, Д. Д. Мирская, Б. А. Юдин. Одновременно В. В. Фиженко, Л. И. Пазюк, А. М. Шукевич, Ф. И. Лазуткин и другие проводили широкие поисковые работы. Итоги тематического изучения геологии, петрографии и металлогении щелочных гранитов Кольского полуострова, проводившегося в конце 40-х и начале 50-х годов, были обобщены в сборнике «Щелочные граниты Кольского полуострова» (1958) и в «Геологии СССР» (1958). На данном этапе исследования многие существенные вопросы геологии и петрологии щелочных гранитов не нашли полного решения или были намечены лишь качественно. Так, например, не был правильно установлен возраст этих гранитов, считавшихся в то время палеозойскими образованиями, по аналогии с возрастом щелочных плутонов Хибин и Ловозера, с которыми они связывались генетически. Не были в должной мере установлены: связь щелочных гранитов с глубинным строением региона, все фациально-петрографическое разнообразие пород формации, их генезис, особенности строения и формирования их массивов, геохимическая и металлогеническая специализация щелочных гранитов, получившая лишь предварительную и качественную оценки. Не представлялось возможным установить место щелочных гранитов среди других гранитоидных формаций, поскольку они не были еще выделены и изучены. Так, например, А. В. Перевозчиков рассматривал микроклиновые граниты Мурманского блока в качестве источника растворов, обусловивших, по его представлению, щелочной метасоматоз кейвских гнейсов, за счет которого якобы и возникли щелочные граниты. Как установлено, в действительности возраст микроклиновых гранитов Мурманского блока отвечает нижнему протерозою (2800 ± 100 млн лет), в то время как возраст щелочных гранитов является среднепротерозойским (1900 ± 100 млн лет).

В целях комплексного изучения гранитоидов Кольского полуострова, в том числе углубленного исследования щелочных гранитов, в 1957 г. были возобновлены тематические работы, проводившиеся сотрудниками Кольского филиала АН СССР под руководством И. Д. Батиевой и И. В. Белькова. В этих работах в разное время принимали участие И. А. Бергман, Н. Н. Бузаев, А. П. Белолипецкий, Н. И. Плетнева,

М. И. Дубровский, А. Н. Виноградов, В. Р. Ветрин, Г. В. Виноградова. При этом изучение формации щелочных гранитов в полном объеме осуществлялось И. Д. Батиевой и частично И. В. Бельковым (в частности, изучение акцессорных минералов и постмагматических образований) в направлениях и целях, определенных выше. Наряду с нашими тематическими исследованиями в дальнейшем изучении щелочных гранитов участвовали геологи ряда других научно-исследовательских и производственных организаций: Т. И. Амозова, В. С. Богданова, В. Л. Богатырев, В. Г. Гаскельберг, М. А. Сотникова, Л. И. Иванова, Г. П. Колесников, В. А. Костин, Н. А. Костина, Е. Д. Чалых, В. А. Ожогин, В. В. Верба, Ю. В. Подольский и др. В результате проведенных геологосъемочных и поисковых работ были получены дополнительные данные о распространении щелочных гранитов, их геологии, связанных с ними рудопроявлений.

Выполненные тематические исследования позволили собрать новый богатый фактический материал о распространении щелочных гранитов, геологическом строении их массивов, петрографическом составе, геохимической и металлогенической специализации. В частности, установлено более широкое площадное развитие щелочных гранитоидов в пределах Мурманского блока, в бассейне р. Иоканьги, где ранее отмечались лишь небольшие массивы. На Западных Кейвах в поле развития щелочных гранитов были открыты массивы щелочных и нефелиновых сиенитов — Сахарйокский (Батиева, Бельков, 1958) и Кульйокский (Батиева, Бельков, 1968а). Впервые для Кольского полуострова установлено кольцевое строение ряда массивов щелочных гранитов. Выяснена специфика состава магм щелочных гранитов, связанная с их глубинным подкоровым генезисом и дифференциацией в процессе становления интрузий. Осуществлено сопоставление формации щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова с другими гранитоидными формациями и аналогичными формациями других регионов и другого возраста. Таким образом, практическое и теоретическое назначение настоящей работы связано с обобщением и анализом обширного фактического материала по щелочным гранитам, собранного автором, имеющегося в геологических фондах и опубликованного в различных изданиях, с целью комплексной характеристики и установления генезиса формации.

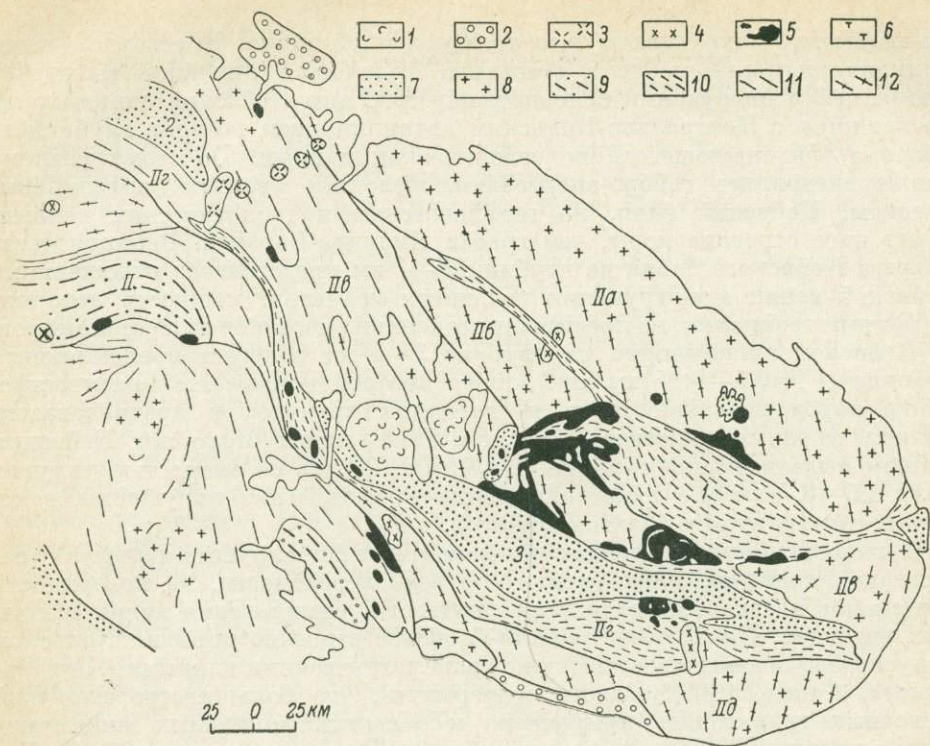
ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ МАССИВОВ И ВОЗРАСТ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ

Размещение интрузии

На тектонической карте Европы (Тектоника Европы, 1964) в пределах территории северо-восточной части Балтийского щита в качестве главных структурных элементов выделены Беломорский массив и Кольская (Норвежско-Кольская) структурно-тектоническая зона (рис. 1). Кольская зона, в свою очередь, включает Мурманский массив, Кольско-Кейвский синклиниорий (с Кейвским прогибом), Центрально-Кольский антиклинорий, Печенгско-Варзугский синклиниорий (с Печенгским и Имандра-Варзугским прогибами), Южно-Кольский антиклинорий. Выделенные структурные зоны и блоки разделены тектоническими нарушениями типа сложных сбросов, взбросов и надвигов. В пределах антиклинорий поднятий преимущественно развиты различные гранитоиды и суперкрупные толщи архея, в синклинориях — толщи метаморфических эффузивно-осадочных пород нижнего и среднего протерозоя.

Сложная складчатая и блоковая структура Кольского полуострова, по данным Р. А. Гафарова (1972), отчетливо проявляется в магнитном поле в виде системы линейных максимумов и минимумов, обычно выдержанных в северо-западном направлении. Характер и интенсивность магнитного поля отражает не только выходящие на поверхность образования, но и глубинные структурные этажи и интрузии.

Глубинное строение территории Кольского полуострова пока еще изучено недостаточно (Поротова, Болгурцев, 1971). По отдельным профильным пересечениям (Литвиненко, 1968) установлено слоисто-блоковое строение земной коры. Наиболее отчетливо на глубине 32—40 км выделяется поверхность Мохоровичича со скоростью распространения упругих волн, равной 8.1—8.3 км/сек. Менее выдержанными являются границы раздела внутри коры — «гранулито-базитовый», или «базальтовый» слой. Гранитоиды, судя по скорости распространения упругих волн, приурочены только к верхней части разреза (до 10 км). М. Я. Цирульников и др. (1968) для Беломорского и Мурманского блоков мощность коры оценивают в 30 км. Сопоставление и интерпретация геологических и геофизических данных свидетельствуют о наличии вертикальных перемещений между отдельными блоками и о выведении на поверхность современного эрозионного среза разноглубинных участков в их пределах. В частности, это хорошо подтверждается данными сейсмической разведки Кейвского и Имандра-Варзугского синклинориев (Литвиненко и др., 1968). Установлено, что Имандра-Варзугская структурная зона представляет собой крупный блок, ограниченный с северо-востока и юго-запада краевыми долгоживущими нарушениями глубинного заложения. По этим нарушениям синклиниорийный блок сочленяется с Центрально-Кольским и Южно-Кольским антиклинорийными поднятиями. В пределах Имандра-Варзугского синклинория установлено погружение поверхности Мохора с севера на юг от глубины 36 до 39 км.



Р и с. 1. Схема геологического строения Кольского полуострова и его основных структурных элементов.

1 — щелочные интрузии (Ловозеро и Хибинь); 2 — платформенный покров; 3 — гранодиориты — граниты; 4 — лейкократовые граниты; 5 — щелочные граниты и сиениты; 6 — эндробиты и чарнокиты; 7 — эффузивно-осадочные комплексы среднего протерозоя с основными и ультраосновными интрузиями (основные, средние, ультраосновные лавы, туфогенные образования и интрузии, подчиненные филлиты, доломиты, кварциты и др.); 8 — мигматиты и анатектит-граниты; 9 — гранулитовый комплекс (гранулиты по осадкам, диориты, нориты, кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы); 10 — эффузивно-осадочный комплекс нижнего протерозоя с интрузиями основных пород (биотитовые, амфиболовые, глиноземистые гнейсы и сланцы, габбро-амфиболиты, амфиболиты, апортозиты и др.); 11 — нерасчлененный комплекс (архей и протерозой) пород беломорской и кольской серий (сланцевые, гранат-биотитовые и другие гнейсы и амфиболиты); 12 — гранодиориты, тоналиты, плагнограниты, диориты архей.

Структурные элементы (тектоническая карта Европы, 1964): I — Беломорский массив, II — Норвежско-Кольская зона, IIа — Мурманский массив, IIб — Кольско-Кейвский синклиниорий (1 — Кейвский прогиб), IIв — Центральнo-Кольский антиклинорий, IIг — Печенско-Варзугский синклиниорий (2 — Печенгский прогиб, 3 — Имандра-Варзугский прогиб), IIд — Южно-Кольский антиклинорий.

Мощность имандра-варзугской серии в грабене составляет 10—12 км; ниже выделяется «базальтовый» слой. Сейсморазведкой установлено моноклиналное падение пород имандра-варзугской серии на юго-запад под углами 10—20° по всему разрезу. Разлом, ограничивающий грабен с северо-востока, установлен гравиметрически по зоне высоких градиентов и сейсмометрически — по наличию отчетливых отражающих площадок, прослеживающихся в юго-западном направлении с углом падения 40—45°. На дневной поверхности этот разлом фиксируется тектоническим несогласием, зонами милонитизации и катаклаза, с ним связана протяженная межформационная Панская интрузия основных пород. К этому же разлому приурочен пояс более молодых, чем габброиды Панской интрузии, интрузий щелочных гранитов. Габброиды и щелочные граниты в пределах зоны разлома участками интенсивно милонитизированы, что свидетельствует о жизни разлома и после внедрения основных и гранитных пород.

Кейвский синклиниорий пересечен сейсмическим профилем восточнее пос. Краснощелье до р. Иоканьги. Он отделяется от Мурманского и Центральнo-Кольского антиклинориев зонами глубинных разломов, которые,

по-видимому, захватывают всю толщу земной коры. В северной части синклиналии зона разлома отчетливо выделяется линейной магнитной аномалией и интрузиями основных пород. С юга Кейвский синклинарий сочленяется с Центрально-Кольским антиклинорием по зоне глубинного разлома, фиксирующегося по сейсмическим данным. По этому разлому также внедрились габбро-анортозиты, щелочные граниты, нефелиновые сиениты. Кейвский блок, по геофизическим и геологическим данным, имеет иное строение коры, чем грабен Имандра-Варзуги. Верхняя часть разреза Кейвского блока до глубины 3—4 км представлена отложениями кейвской серии и интрузиями щелочных гранитов, мощность которых, по данным геофизики, не превышает нескольких десятков или сотен метров. В Кейвском синклинории на глубине 3—4 км залегает преломляющая граница ($V_p = 6.5—6.65$ км/сек.), ниже которой исключается распространение пород кейвской серии и щелочных гранитов и предполагается наличие «гранулито-базитового» слоя. Поверхность Мохо под Кейвским блоком выделяется на глубине 30—32 км. В слое со скоростью упругих волн 6.5—6.7 км/сек. отмечается серия тектонических нарушений, доходящих до «гранулито-базитового» слоя.

В гнейсах и сланцах кейвской серии также фиксируются пологие отражающие площадки, наблюдаемые, по всей вероятности, на поверхности зон сколов и надвигов, служивших путями проникновения магмы щелочных гранитов. Блоковое и слоисто-блоковое строение коры на Кольском полуострове подтверждается также гравиметрическими данными (Цирюльникова, Сокол, 1968). Важно подчеркнуть, что большинство интрузий щелочных гранитоидов приурочено к областям локальных минимумов силы тяжести. Такие локальные минимумы, согласно данным М. Я. Цирюльниковой и Р. С. Сокол, расположены под Понойским, Стрельнинским, Пурначским, Канозерским и Пачинским массивами, в восточной части Западно-Кейвского массива. Минимумы силы тяжести, как правило, имеют изометричную или овалообразную форму и, согласно данным Э. Н. Эрлиха и И. В. Мелекесцова (1973), характерны для крупных центров кислого вулканизма. По данным И. В. Головина (1971), отрицательные остаточные аномалии силы тяжести в области развития высокоплотных метаморфических и магматических пород могут быть объяснены только наличием под ними глубинных магматических очагов гранитного состава, сформировавшихся после образования соответствующих структур.

Минимумы силы тяжести часто располагаются в виде цепочек. Цепочки таких аномалий выявлены к востоку от Западно-Кейвского массива, что может служить указанием на возможность обнаружения под гнейсами и сланцами кейвской серии не вскрытых эрозией массивов щелочных гранитов. Дополнительным указанием на возможность обнаружения под гнейсами кейвской серии массивов щелочных гранитов служит наличие участков интенсивно проявленного щелочного метасоматоза. Так, в районе горы Поповой отмечено наличие кольцевой структуры, сложенной основными породами. Центральная часть этой структуры выполнена интенсивно метасоматически измененными гнейсами и сланцами кейвской серии.

Среди собственно дизъюнктивных структур, проявленных в геофизических полях, М. Я. Цирюльникова и Р. С. Сокол выделяют разломы различной глубины заложения: до поверхности Мохо и рассекающие «гранитный» слой. Глубинные разломы, доходящие до поверхности Мохо, установлены в пределах зон сочленения блоков земной коры различной мощности. Из них наиболее протяженным является разлом, приуроченный к зоне сочленения беломорид и карелид, пересекающий всю территорию Кольского полуострова с северо-запада на юго-восток. Этот разлом представляет собой широкую мобильную зону, состоящую из серии крупных и оперяющих более мелких нарушений. Он контролирует размещение интрузий основного, кислого и щелочного составов интрузии основных

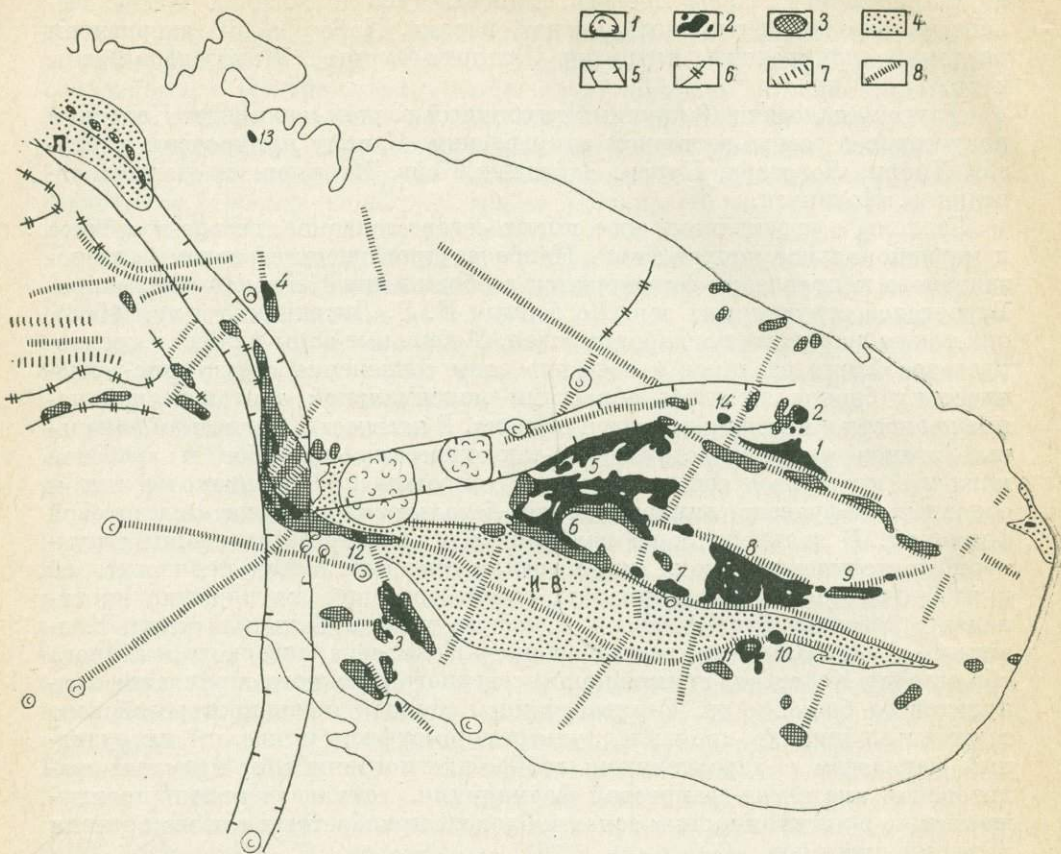
и ультраосновных пород Печенги, Мончи, Чуна и Волчьих тундр, щелочные породы Африканды, Лесной вараки, Хабозера. К оперяющим разломам приурочены интрузии Гремяха-Вырмес, Канозера, Салмы и др.

Другой аналогичный крупный глубинный разлом пересекает Кольский полуостров в северо-восточном направлении. К нему приурочены интрузии Хибин, Ловозера, Курги, Западных Кейв, Низъявра и среднего течения р. Иоканьги.

Разломы в «гранитном» слое имеют северо-западное, северо-восточное и меридиональное направления. Наиболее протяженные разломы северо-западного направления фиксируются в обрамлении Кейвской и Имандра-Варзугской структурных зон. По данным И. В. Литвиненко и др. (1968), они также достигают подкорового слоя. Мобильные зоны ниже- и среднепротерозойских разломов и особенно зоны сочленения структурно-тектонических блоков являлись областями максимальной тектонической напряженности и интенсивности магматизма. В частности, магматизм начальных этапов развития структурно-тектонических прогибов и грабенов нижнего протерозоя характеризуется широким проявлением кислых и основных эффузивов липарит-андезит-базальтовой и дацит-андезитовой формаций. В дальнейшем по глубинным разломам, разделявшим структурно-тектонические блоки, происходили интрузии габбро-перидотитовой и габбро-анортозитовой формации, сформировавшие крупнейшие протяженные массивы Чуна-тундры — Главного хребта, Сальных тундр, Колвицких тундр, Канозера, зоны Воронья—Колмозера, северного и южного обрамления Кейвского синклиория, северного и южного обрамления гранулитового блока и др. С инверсионной стадией нижнепротерозойского тектогенеза широко проявился ультраметаморфизм и кислый интрузивный магматизм с характерными габбро-плагиогранитной, мигматит-гранитовой и анатектит-гранитовой формациями, локализованными преимущественно в антиклинорных зонах и блоках, приобретших с этого времени характер кратонов.

В среднем протерозое начальные этапы развития подвижных зон (краевые прогибы, грабены, наложенные мульды) характеризовались мощными проявлениями эффузивного, преимущественно основного, вулканизма с преобладанием комплексов пород андезит-базальтовой и пикрит-базальтовой формаций (имандра-варзугская, печенгская, пано-куолаярвинская серии и др.). На более поздних этапах развития подвижных зон по глубинным разломам имели место интрузии габбро-норит-перидотитовой формации (никеленосные интрузии Печенги, Мончи, Колвицких, Федоровых, Панских тундр, Цагинская и др.). На поздних и заключительных этапах среднепротерозойского тектогенеза по глубинным разломам нижнепротерозойского и среднепротерозойского заложения происходили интрузии щелочных и кислых магм, образовавшие комплексы пород щелочных габбро, энтербит-чарнокитов, щелочных гранитов и сиенитов, а также лейкограниты, аляскиты, порфиroidные граниты. Особенно широко проявилась на Кольском полуострове формация щелочных гранитов и сиенитов. Интрузии щелочных гранитов и сиенитов локализованы преимущественно в пределах Кольской структурно-тектонической зоны. Но и в Кольской структурно-тектонической зоне они приурочены к зонам глубинных и оперяющих их разломов, заложенных еще в нижнем и активизированных в среднем протерозое (рис. 2).

Весьма характерна также тесная пространственная приуроченность интрузий щелочных гранитов к ниже- и среднепротерозойским габбро-анортозитовым и габбро-перидотитовым массивам (северного и южного обрамления Кейвского и Имандра-Варзугского синклиориев, Колвицких, Чуна-тундр, Волчьих и Сальных тундр, массивов Канозера, Гремяха-Вырмес, Панских тундр и др.). При этом нередко интрузивные тела ще-



Р и с. 2. Размещение массивов щелочных гранитоидов на схеме глубинных разломов Кольского полуострова (Цирюльников и др., 1968).

1 — интрузии щелочных пород; 2 — щелочные гранитоиды (массивы: 1 — Коутынгский, 2 — Ио-каньгский, 3 — Канозерский, 4 — Гремяха-Вырмес, 5 — Западных Кейв, 6 — Белых тундр, 7 — Лаврентьевский, 8 — Понойский, 9 — Пачинский, 10 — Пурначский, 11 — Стрельбинский, 12 — гора Огородная, 13 — Чагведай, 14 — Низъяврский); 3 — массивы основных и ультраосновных пород; 4 — эффузивно-осадочные толщи Печенги (П) и Имандра-Варзуги (И-В); 5 — региональные зоны глубинных разломов до поверхности Мохоровичича (зоны сочленения крупных блоков земной коры); 6 — глубинные разломы; 7 — глубинные разломы, доходящие до гранулит-базитового слоя; 8 — глубинные разломы в докембрийском фундаменте.

лочных гранитов размещаются вдоль контактов с массивами основных и ультраосновных пород или внутри этих массивов.

Таким образом, нижне- и среднепротерозойские разломы служили путями проникновения глубинных магматических расплавов — первоначально основных и ультраосновных, сменившихся на поздних и заключительных этапах среднепротерозойского тектогенеза щелочными и кислыми.

В зависимости от глубины эрозионного среза интрузии щелочных гранитов и сиенитов фиксируются среди пород разных структурных этажей: архейского фундамента (нижний структурный этаж), нижнепротерозойских осадочно-эффузивных серий, основных и ультраосновных комплексов (средний структурный этаж), отчасти осадочно-эффузивных серий среднего протерозоя (верхний структурный этаж), например, среди кислых и основных эффузивов серии имандра-варзуга.

Следовательно, общими геологическими предпосылками, обусловившими появление на Балтийском щите среднепротерозойской формации щелочных гранитов и сиенитов, были сформировавшиеся к этому времени достаточно мощная (30—40 км) и жесткая кора, дифференцированная по составу и строению, возникшие в ней глубинные расколы, достигавшие поверхности Мохо и, вероятно, еще больших глубин, и выведение по ним

дифференцированных магматических расплавов, определивших все наблюдающееся формационное многообразие среднепротерозойского магматизма — основного, ультраосновного, кислого и щелочного.

Возраст пород по радиологическим данным

Стратиграфическое положение и возраст щелочных гранитов до недавнего времени являлись дискуссионными. Первоначально (Куплетский, Воробьева, 1930; Куплетский, 1932) предполагался их палеозойский возраст по аналогии с возрастом Хибинского и Ловозерских щелочных массивов, с которыми щелочные граниты района Кейв связывались и генетически. Позднее было сделано предположение (Полканов, 1936) о верхнепротерозойском их возрасте. В дальнейшем одни исследователи (Б. М. Куплетский, О. А. Воробьева, А. А. Чумаков, А. М. Иванов и др.) связывали щелочные граниты с каледонским или герцинским тектогенезом, другие (Л. Я. Харитонов, П. В. Соколов, И. Д. Батиева, И. В. Бельков) — с заключительными фазами карельского тектогенеза. В «Геологии СССР» (1958) и в сборнике «Щелочные граниты Кольского полуострова» (1958) возраст щелочных гранитов условно принят палеозойским.

Позднее, путем радиогеохронологических исследований установлен протерозойский возраст щелочных гранитов (Полканов, Герлинг, 1960, 1964) как K-Ar, так и U-Pb методом (по нашим материалам). При формационном анализе гранитоидов Кольского полуострова их возраст нами был принят как среднепротерозойский (Батиева, Бельков, 1968а). В последнее время для щелочных гранитов и сопровождающих их щелочных и нефелиновых сиенитов по аксессуариям получен новый материал (табл. 2).

По различным изотопным отношениям значения возраста колеблются от 836 до 2590 млн лет. Такой разброс возможен либо при выносе из минералов урана и радиогенного свинца, либо при введении неправильной поправки на обыкновенный свинец. Как известно, в этих случаях используется методика Л. Х. Аренса (Ahrens, 1955) и Г. Везерилла (Wetherill, 1956). В. Р. Ветриным (1971) возраст щелочных гранитов по конкордиям был определен равным 1930 млн лет. Одновременно для щелочных гранитов построена изохрона по отношениям Pb^{207}/Pb^{204} и Pb^{206}/Pb^{204} , которая дала возраст 1830 млн лет.

Для установления возраста щелочных пород Сахарйокского массива построена изохрона по отношениям Pb^{208}/Pb^{204} и Th^{232}/Pb^{204} . Возраст по этой изохроне, на которую наиболее точно легли данные четырех определений, соответствует 1862 млн лет, что очень близко к принятому нами возрасту (1843 млн лет), определенному по бритолисту (Батиева и др., 1970). Данные изотопии подтверждают геологические наблюдения о близком возрасте щелочных сиенитов по отношению к щелочным гранитам. Следовательно, возраст 1930—1830 млн лет для щелочных гранитов мы считаем наиболее приемлемым. В то же время все имеющиеся данные для пород формации в целом позволяют считать ее возраст, укладываемый в пределы 2000—1800 млн лет. Для сопоставления возраста щелочных гранитов с возрастом других среднепротерозойских формаций приведены данные радиологических определений возраста соответствующих пород и массивов (табл. 3).

Как видно из табл. 3, цифры радиологических определений возраста среднепротерозойских эффузивно-осадочных серий и интрузивных комплексов довольно близки. Среди интрузивных комплексов наиболее ранними являются интрузии основных и ультраосновных пород, затем следуют эндербиты и чарнокиты, щелочные граниты, лейкократовые граниты, порфиридные граниты. Подобная последовательность подтверждается и геологическими взаимоотношениями. Нефелиновые сиениты, по-види-

Таблица 2

Возраст щелочных гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов по радиологическим данным

Номер образца	Массив	Порода	Исследованный минерал	Содержание, вес. %			Содержание, %				Возраст, млн лет			
				Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{208}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$
94a/64	Чуна-тундра	Субщелочной гранит	Ортит	0.0449	0.0064	0.456	0.0017	5.201	1.140	93.64	2287	2680	2990	2010
3	Западные Кейвы	Щелочной гранит	Циркон	0.012	0.093	0.063	1.31	26.97	20.75	50.97	(30)	(71)	(1880)	(39)
10	То же	Пегматит	То же	0.048	0.220	—	0.18	78.33	10.94	10.55	1137±77	1380±72	1810±109	—
1023/57	» »	Кварцевая жила	» »	0.0687	0.218	0.0247	0.0392	84.46	9.63	5.86	1740	1765	1785	2680
15121	» »	Щелочной гранит	Ксенотим	0.269	0.937	1.042	0.0534	71.27	8.33	20.34	1368	1535	1770	1068
51/62	Пурначский	То же	Монацит	0.232	0.0345	2.31	0.173	6.958	3.161	89.71	1875	1927	1985	1845
51/62	То же	» »	Циркон	0.0448	0.590	0.0378	0.641	50.87	16.49	31.99	2050	2335	2590	2680
4	Канозерский	» »	То же	0.044	0.150	0.067	0.49	61.22	13.55	24.81	1110	1515	2510	600
5	Гремяха-Вырмес	» »	» »	0.033	0.139	0.142	0.49	57.48	12.95	29.08	836	1150	1840	603
198/64	Сахарийонский	Миаскит	Бритоцит	0.338	0.0985	3.17	0.0325	8.541	1.408	90.007	1806	1842	1882	2065
11	»	Пегматит	Циркон	0.0039	0.0081	0.0111	0.0236	60.50	10.24	29.03	1885	2215	2540	1990
103/66	»	Миаскит	То же	0.0228	0.0103	0.0106	1.13	31.41	21.05	46.39	2115	2780	3380	3680
5/66	»	Сиенит	Ортит	0.90	0.009	0.375	0.80	21.50	13.84	63.76	4965	3455	2660	1935

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории геохронологии ГИ Кольского ФАН СССР, аналитики Г. И. Шестаков, Э. В. Кравченко, Г. И. Рюнген, Л. А. Обухова; обр. 3-5, 10, 11 — по данным В. В. Жировой и др. (1961).

Возраст пород среднего протерозоя (млн лет) по данным радиологических методов

Комплекс, формация	K-Ar	Rb-Sr	U-Th-Pb	Литература
Серия имандра-варзуга:				
ильменская свита	1225	—	—	Лобач-Жученко и др., 1962
сейдореченская свита	1805	—	—	То же
рижгубская свита	4240	—	—	» »
Печенгская серия:				
пирроотиновые руды	—	—	1860—1830 *	Виноградов и др., 1969
филлиты четвертой продуктивной толщи	—	—	1960—2090 *	То же
то же	1710, 1890	2090 *	—	Лобач-Жученко и др., 1972
Интрузии основных и ультраосновных пород:				
Панский массив	1800, 1845, 1855, 2060	—	—	Лобач-Жученко и др., 1972
Мончегорский плутон	—	—	2900 ± 200 *	Соботович и др., 1963
То же	—	—	3000	Тарасов и Зыков, 1967
» »	2200 *	—	—	Герлинг и Овчинникова, 1961
» »	3100—3400	—	—	Герлинг и др., 1962, 1967, 1968
Массивы Печенги	1644, 1840, 1850, 2000, 2160, 2340, 2470, 1970	—	—	Лобач-Жученко и др., 1972
Интрузии гранитов:				
Эндербиты—чарнокиты умбинского комплекса	1960+60	—	2077 *	Виноградова, 1972
Щелочные граниты	2065, 1685, 1625	—	1930 *, 1830 *	ГИ КФ АН СССР
То же	1680, 1720, 1650, 1680	—	—	Полканов, Герлинг, 1960
» »	1610, 1780	—	—	Дагелайский, 1964
» »	1885	—	—	Маслеников и др., 1963
Лейкократовые граниты и аляскиты	—	—	1850 *	Ветрин, 1971
То же	1810, 1650, 1775, 1785	—	—	Полканов, Герлинг, 1960
» »	1670, 1795, 1640, 1790	—	—	Маслеников и др., 1963
» »	1780, 1720	—	—	Батиева, Бельков, 1968a
» »	1860, 1870, 1770	—	—	Лобач-Жученко и др., 1972
Порфириовидные граниты	1820, 1760, 1730, 1650, 1890, 1600, 1680, 1640, 1610, 1830, 1740, 1670, 1310	—	1800 * (для Финляндии)	Лобач-Жученко и др., 1972
То же	—	1755 *	—	ГИ КФАН СССР
Щелочные породы:				
Массив Гремяха-Вырмес	1675, 1610, 1600	—	—	Полканов, Герлинг, 1960
Сахарийокский массив	1570, 1550, 1657, 1639, 1915, 1895, 1890, 1900, 1907, 2043, 1740, 2260, 2375	—	1862 * 1800	ГИ КФ АН СССР Батиева и др., 1970

* Возраст дается по изохроне.



Таблица 3 (продолжение)

Комплекс, формация	K-Ar	Rb-Sr	U-Th-Pb	Литература
Елетьозерский массив	1910, 1820, 1705, 1800, 1830, 1670	—	1840, 1740	Кухаренко и др., 1969
Массив оз. Песочного	1760	—	—	Козырева, Филатова, 1973

тому, являются завершающими в среднепротерозойском магматическом цикле, хотя их возраст подлежит дальнейшему уточнению, так же как и возраст щелочных габброидов.

Строение массивов

Массивы щелочных гранитов Кольского полуострова отличаются значительным разнообразием строения в зависимости от их структурно-тектонической позиции, размеров и формы, взаимоотношений с окружающими породами рамы, глубины эрозионного среза, фациального типа и петрографического состава слагающих их пород, характера минерализации и других особенностей.

Структурно-тектоническая позиция массивов зависит прежде всего от конкретных условий и форм проявления в эпоху среднепротерозойского тектогенеза тектонических нарушений в породах различных структурных этажей. Так, в гранито-гнейсовом фундаменте — нижнем структурном этаже — массивы щелочных гранитов приурочены к протяженным глубинным и оперяющим их разломам и имеют преобладающее пластинообразное или дайковое строение, определяющееся характером самого тектонического нарушения и не зависящее от строения окружающей рамы.

В узлах пересечения разломов среди пород как нижнего, так и более высоких этажей нередко возникают преимущественно кольцевые дайки, изометричные кольцевые и штокообразные интрузивные тела, иногда относительно простого, чаще усложненного строения, а также многофазные плутоны.

Многообразные сочетания разрывных и складчатых тектонических структур среди стратифицированных метаморфических толщ среднего и верхнего структурных этажей определяют и разнообразие позиции, форм, размеров и взаимоотношений интрузивных тел с породами рамы. В этих условиях преобладают протяженные полого залегающие межформационные интрузивные залежи, приуроченные к границам разнородных толщ, плоскостям надвигов, межпластового скольжения, полостям отслоения в замковых частях крупных складок и т. п. в сочетании с секущими дайковыми телами подводных каналов. В прямой зависимости от структурно-тектонического положения и форм находятся и размеры массивов щелочных гранитов. Протяженность крупных дайковых тел достигает десятков километров, их мощность составляет от сотен метров до нескольких километров, общая площадь достигает 200—300 км². Среди сопровождающих их жильных тел в оперяющих разломах и трещинах наблюдаются тела второго, третьего и следующих порядков, вплоть до выполнения трещин отдельности вмещающих пород.

Пологозалегающие интрузивные пластовые тела вскрыты эрозией на площадях от десятков до 1 тыс. км² при мощностях, обычно не превышающих нескольких сотен метров. Площади изометрических кольцевых

и штокообразных массивов составляют от нескольких десятков до ста с небольшим квадратных километров.

Современный эрозионный срез вскрывает различные уровни становления гранитных интрузий в зависимости от их нахождения среди образований различных структурных этажей. Так, например, вмещающими породами Пурначского массива щелочных гранитов служат метамандельштейны сейдореченской свиты имандра-варзугской серии среднего протерозоя, относящиеся к типичным образованиям зеленокаменной фации метаморфизма. В преобладающей своей массе массивы щелочных гранитов залегают среди нижнепротерозойских гнейсов, амфиболитов и гранитов среднего и нижнего структурных этажей — типичных пород амфиболитовой фации метаморфизма. Частью же щелочные граниты размещаются среди гранат-пироксеновых гнейсов и тому подобных пород, относящихся к гранулитовой фации метаморфизма — в Колвицко-Канозерском, Сально-гундровском и других районах.

С учетом мощности прорываемых щелочными гранитами толщ нижнего протерозоя (5—6 км), нижних горизонтов среднего протерозоя (3—4 км) и вероятной глубины эрозии гранито-гнейсового фундамента, составляющей, по нашим данным, около 8—10 км, интервал глубин становления массивов щелочных гранитов Кольского полуострова в среднем находится в пределах 4—15 км, что, по А. Баддингтону (1963), соответствует эпи- и мезозоне.

Согласно нашим данным, наименее эродирована юго-восточная часть Кольского полуострова, наиболее — Мурманско-Иоканьгский блок и Колвицко-Канозерский район, что согласуется с выводами Б. И. Кошечкина (1969) о длительности и неоднородной скорости подъема отдельных блоков Кольского полуострова, хотя не полностью совпадает с его представлениями о темпах поднятия. В частности, для Мурманской и Терской зон Б. И. Кошечкин обосновывает слабый темп поднятия. По-видимому, отдельные их блоки отличались неодинаковым темпом вертикальных движений.

Различная глубина формирования массивов и значительный диапазон их эрозионного вскрытия способствуют изучению и сопоставлению разноглубинных фаций пород формации щелочных гранитов и сиенитов, выявлению обстановки и механизма интрузий, установлению характера постмагматических процессов.

На разных уровнях становления эрозионного среза массивов щелочных гранитов петрографический состав слагающих их пород закономерно меняется. В массивах, расположенных в нижнем структурном этаже (Канозерском, Иоканьгском, Коютынгском, Низъяврском, Гремяха-Вырмес, дайках Центрально-Кольского антиклинория и др.), преобладают существенно лепидомелан-феррогастингситовые гранодиориты с плагиоклазами, содержащими иногда до 40% анортита, граниты и граносиениты. Щелочные граниты, залегающие среди зеленокаменных толщ верхнего и в верхах среднего структурного этажа, представлены преимущественно эгириновыми разновидностями. Наконец, для массивов, находящихся среди пород амфиболитовой фации метаморфизма среднего структурного этажа, наиболее обычны эгириин-арфедсонитовые и феррогастингситовые граниты с эгириин-авгитом.

Одной из наиболее примечательных структурно-петрографических особенностей щелочных гранитов является повсеместно проявленная линейная ориентировка ступок темноцветных минералов. Иногда в крайних зонах массивов, в дайках, около крупных ксенолитов) линейность сочетается с плоскостной ориентировкой, выражающейся в чередовании слоев обогащенных и обедненных темноцветными минералами. В породах повсюду более или менее отчетливо выражены явления протоклаза и протобластеза.

Характеристика массивов щелочных гранитоидов Кольского полуострова

Массив	Структурно-тектоническое положение	Форма массива	Площадь (км ²)	Объем* (км ³)	Глубина эрозионного среза (км)	Ассоциации близких по возрасту магматических пород	Преобладающие разновидности гранитоидов	Наличие аплитов и пегматитов	Вмещающие породы	Контакты	Ксенолиты	Шлиры
Коютынский	На пересечении Северо-Кейвского и Иоканьгского разломов	Сложная, дайкообразная	Более 300	Около 3000	12—15	Габбро-диабазы	Авгит-лепидомелановые гранодиориты порфирировидные, феррогастингсит-лепидомелановые граниты. В качестве ранней фазы (в виде ксенолитов) диориты	В качестве поздней фазы присутствуют жилы лейкократовых порфирировидных гранитов. Редко аплиты	Гранодиориты архея, мигматиты	В контакте часто аплитовидные граниты. В гранитах эндоконтактной зоны отмечается флюидалность	Габбро, габбро-диабазов, плагиоклазовых перидотитов, верлитов, гранодиоритов	Меланократовые обособления, сложены амфиболом, плагиоклазом, биотитом.
Иоканьгский	Иоканьгский разлом	Слегка вытянутый шток	120	1200	12—15	Габбро-диабазы	Порфирировидные лепидомелан-феррогастингситовые граниты	Аплитовидные граниты в зоне контакта и во вмещающих породах	Гранодиориты и мигматиты архея, габбро-диабазы	В контакте аплитовидные граниты	Амфиболитов	Диоритового состава, вытянуты согласно с линейной ориентировкой цветных минералов
Канозерский	В разломе, оперяющем главный меридиональный разлом	Сложное крупное дайкообразное тело, сопровождающееся мелкими дайками и интрузивными залежами	170	1700	12—15	Габбро-диабазы, перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, габбро	Лепидомелан-феррогастингситовые граниты, иногда с эгирином-авгитом	Очень широко распространены амазонитовые пегматиты и аплиты, как в самом массиве, так и во вмещающих породах	Гранодиориты, биотитовые гнейсы, основные породы габбро-норит-перидотитовой и габбро-перидотитовой формаций	Отчетливые, с зонами эруптивных брекчий. Боковые породы мигматизируются и амфиболизируются	Гнейсов, амфиболитов, перидотитов, гранодиоритов	Редкие скопления цветных минералов
Гремяха-Вырмес	В разломе, оперяющем главный меридиональный разлом	Вытянутая штокообразная	100	1000	8—12	Перидотиты, пироксениты, габбро-анортозиты, акерит-чуласкиты, нефелиновые сиениты, ийолиты, мельтейгиты	Эгириин-арфведсонит-энигматитовые граниты, граносиениты	Пегматиты, аплиты и кварцевые жилы не имеют широкого распространения	Гнейсы и гранодиориты архея, основные породы щелочногабброидной формации	Отчетливые. Основные породы амфиболизированы	Не отмечаются	Скопления цветных минералов в виде линз и полос
Западных Кейв	Хибинь-Иоканьгский разлом и оперяющие—Кульйокский и Южно-Кейвский	Сложная: сочетание пластообразных межформационных интрузий и жил, располагающихся в зонах надвигов и дайкообразных подводящих каналов, частью неполнокольцевых	1300	660	8—12	Габбро-лабрадориты, нефелиновые сиениты, граносиениты и щелочные габброиды, пуласкиты, лаврикиты	Эгириин-арфведсонитовые граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, в нижних частях интрузий с феррогастингситом и эгириин-авгитом	Пегматиты и аплиты, преимущественно во вмещающих породах	Гранодиориты и мигматиты архея, габбро-анортозиты, гнейсы и сланцы кейвской серии	Секущие и согласные. Мощные зоны контактовых изменений в верхних контактах массива	Гранодиоритов, гнейсов, габбро-анортозитов, амфиболитов	Скопления цветных минералов
Белых тундр	В разломе, обрамляющем свиту имандраварзуга с севера	Пластинообразная, усложненная дайками в нижнем контакте	240	120	8—12	Дифференцированная интрузия основных пород Панских тундр, эффузивы имандраварзугской серии	Эгириин-арфведсонитовые порфирировидные граниты	Камерные пегматиты	Гранодиориты и основные породы Панских тундр	Контакты отчетливые, основные породы в контакте амфиболизированы и хлоритизированы	Основных пород и гранодиоритов	Не обнаружены

* Объем для крутопадающих тел подсчитан до глубины 10 км; мощность пластообразных тел

принята равной 0.5 км.

Таблица 4 (продолжение)

Массив	Структурно-тектоническое положение	Форма массива	Площадь (км ²)	Объем* (км ³)	Глубина эрозионного среза (км)	Ассоциации близких по возрасту магматических пород	Преобладающие разновидности гранитоидов	Наличие аплитов и пегматитов	Вмещающие породы	Контакты	Ксенолиты	Шлиры
Лаврентьевский	В разломе, обрамляющем свиту имандра-варзуга с севера	Пластинообразная. Дайки в нижнем контакте	40	20	8—12	Габбро-диабазы	Эгирин-арфведсонитовые граниты, лепидомелановые граниты, гравосиениты и кварцевые сленциты	Пегматиты с амазонитом, кварцевые жилы, зоны метасоматической переработки гранитов	Гранодиориты архея, гнейсы, отчасти основные породы	Нижний контакт четкий, тектонизирован. В верхнем контакте интенсивное метасоматическое изменение гнейсов	Основных пород (габбро-анортозитов), амфиболитов, гнейсов	Не обнаружены
Понойский	На пересечении Имандра-Варзугского и Кульйокского разлома	Сложная. Сочетание кольцевых даек с пластово-секущими телами	700	350	8—12	Габбро-нориты, габбро, пироксениты	Эгирин-арфведсонитовые граниты. Лейкокатовые лепидомелановые граниты	Редкие жилы	Гранодиориты архея, гнейсы и сланцы кейвской серии, амфиболиты	Контакты участками отчетливые, участками интенсивная метасоматическая переработка вмещающих пород	Гранодиоритов, гнейсов, габбро-диабазов, габбро-норитов	То же
Пачинский	В Южно-Кейвском разломе	Пластинообразная	120	60	4	—	Арфведсонит-эгириновые граниты	Редкие кварцевые и пегматитовые жилы	Гранодиориты и мигматиты архея, лебяжские гнейсы, габбро-анортозиты	Отчетливые	Гранодиоритов, габбро-анортозитов, гнейсов	» »
Пурначский	В Южно-Варзугском разломе	Интрузия центрального типа с лакколитообразной кровлей	44	22	6—10	Эффузивы имандра-варзугской серии	Арфведсонит-эгириновые граниты, участками с энigmatитом, феррогастингситом и эгирин-авгитом	Пегматоидные обособления в гранитах, кварцевые жилы	Сланцеватые амфиболиты имандра-варзугской серии	Не обнаружены	Микроклинизированных гранодиоритов	» »
Стрельнинский	То же	Сложная. Кольцевые дайки и пластинообразные и лакколитообразные тела	100	50	6—10	Габбро-диабазы	Арфведсонит-эгириновые граниты	Пегматитовые жилы, иногда с амазонитом, редки	Лебяжские гнейсы, гранодиориты и мигматиты, сланцеватые амфиболиты	Отчетливые	Гнейсов, габбро-анортозитов, амфиболитов	» »
Гора Огородная	Имандра-Варзугский разлом	Дайкообразная	3	—	5	Эффузивы имандра-варзугской серии	Лепидомелановые порфирировидные граниты	Не обнаружено	Эффузивы имандра-варзугской серии	»	Не обнаружено	» »
Чагвеуайв	По расколу, совпадающему с гнейсовидностью вмещающих пород	Штокообразный многофазный (?) плутон	2	—	—	Нет	Альбитовые гравосиениты, кварцевые нордмаркиты	Кварцевые и пегматитовые жилы (редко)	Биотитовые гнейсы	»	То же	» »
Низъяврский	В Иоканьском разломе	Шток	11	120	12—15	Нет	Лепидомелановые гранодиориты и гастингсит-лепидомелановые порфирировидные граниты	Редки	Гранодиориты	Не обнаружены	» «	—

Необходимо отметить еще некоторые существенные черты строения массивов щелочных гранитов. Так, для всех них свойственно присутствие ксенолитов, при этом в глубоко эродированных массивах наблюдаются не только обломки и отторженцы окружающих пород, но и ксенолиты пород, отсутствующих среди пород рамы, по-видимому вынесенные из глубины. В приповерхностных малоэродированных участках массивов нередко фиксируются останцы кровли. К этим же апикальным участкам бывают приурочены зоны редкометальной минерализации, поля разно-

образных пегматитовых жил. Последние чаще размещаются в породах экзоконтактов, особенно в кровле полого залегающих интрузивных тел. Наряду с этим интрузии щелочных гранитов всегда сопровождаются контактно-метасоматическим изменением вмещающих пород, в ряде случаев достигающем значительных масштабов. Так, в кровле полого залегающих массивов Западных Кейв, Понойского, Пачинского и других видимая мощность толщи гнейсов лебяжской свиты, подвергшихся контактно-метасоматическим преобразованиям, достигает километра и

более. Мощность зон метасоматических изменений в контактах круто падающих интрузивных тел обычно невелика и составляет метры или первые десятки метров.

Одной из важнейших особенностей в строении массивов щелочных гранитов Кольского полуострова является также то, что все типичные вытянутые интрузии трещинного типа — маломощные дайки, жилы, интрузивные пласты и тому подобные образования — обычно, хоть и не всегда, представляют однофазные плутоны. В противоположность этому массивы изометричной формы — штоки, кольцевые интрузии — нередко являются многофазными. Примером подобного дифференцированного многофазного плутона служит детально изученный массив Гремьяха-Вырмес (Полканов, Елисеев, 1941; Полканов и др., 1967; Кухаренко и др., 1971). Согласно нашим данным, многофазными являются также массивы Кокутынгский, Иоканьгский, Сахарйокский и др.

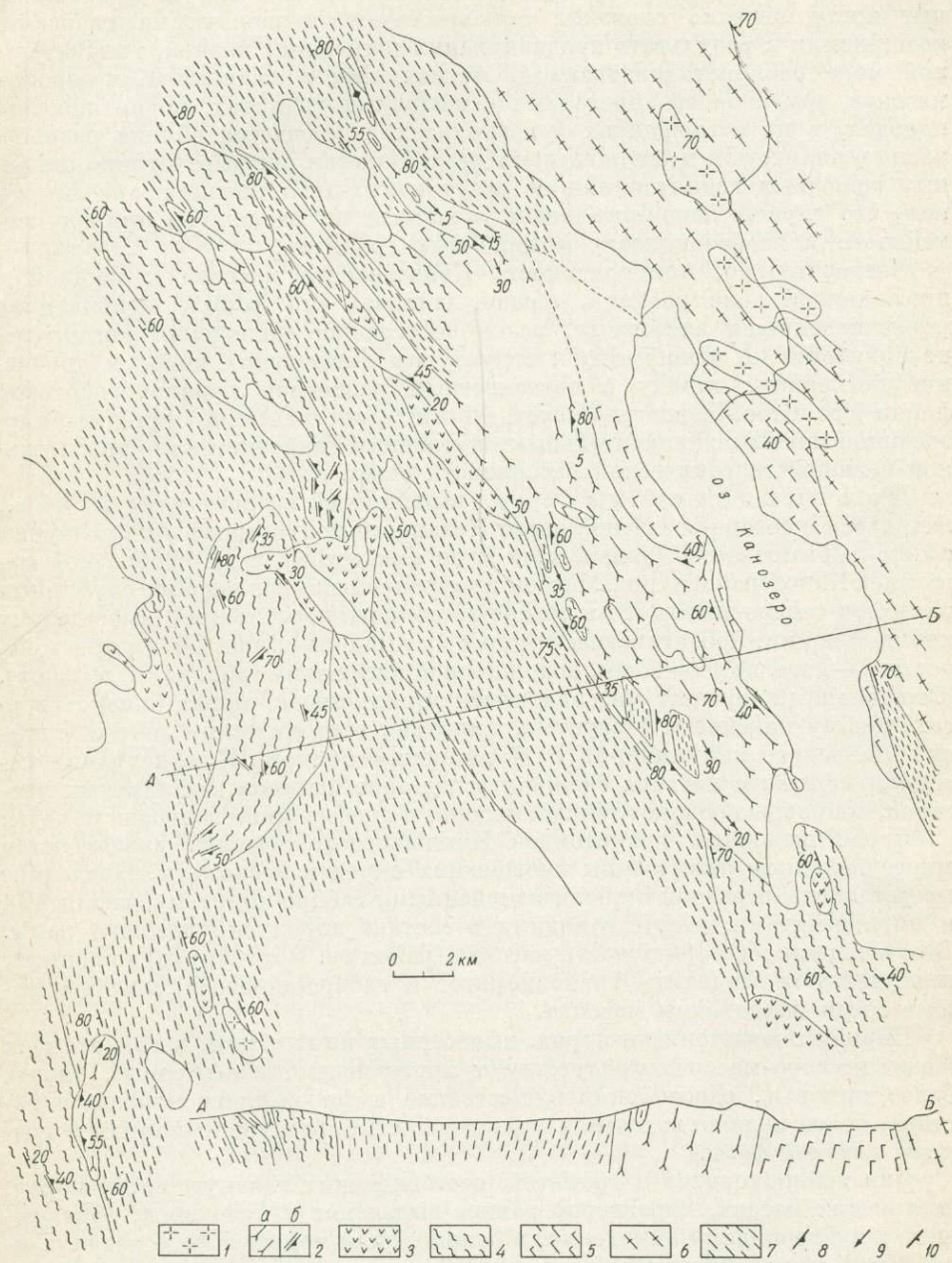
Сопоставление наиболее типичных массивов щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова по ведущим признакам их строения приведено в табл. 4.

Рассмотрим более детально некоторые особенности геологического строения отдельных массивов с целью уточнения общих условий их формирования.

Канозерский массив (Батиева, 1958) может служить типичным примером дайковой интрузии. В районе Канозера—Колвидского озера щелочные граниты занимают площадь около 170 км². Они залегают среди гранодиоритов и основных пород гранулитовой и габбро-перидотитовой формации и слагают главный Канозерский массив площадью около 150 км² и многочисленные сателлитные мелкие массивы, интрузивные залежи и дайки. Главный Канозерский массив приурочен к крупному глубинному тектоническому разлому северо-западного простирания в жестком сложно дислоцированном архейском фундаменте. Он представляет собой вытянутое в плане круто падающее тело с параллельными границами, протягивающееся от западного берега Канозера в северо-западном направлении в виде полосы в 4—7 км шириной на расстояние 30 км. С северо-востока массив граничит с крупным телом метаперидотитов, юго-западный его контакт определяется границами с гнейсами и различными предшествующими интрузии щелочных гранитов — габбро-норитами, перидотитами и пироксенитами. В северной части массива граниты вклиниваются в биотитовые гнейсы, мигматизируют их и постепенно в них теряются.

Сопровождающие его массивы меньшего размера (дайки, жилы и интрузивные залежи) располагаются преимущественно юго-западнее главного разлома, приурочены к мощной тектонической зоне трещиноватости шириной до 30—40 км, сопряженной с главным разломом (рис. 3). Полость разрыва главного Канозерского разлома также представляет, по-видимому, целую систему круто падающих, тесно расположенных, соединяющихся и пересекающихся под острым углом трещин, в совокупности образующих зону интенсивного дробления вмещающих пород. Наибольшему дроблению подвергались основные и ультраосновные породы, ксенолиты и отторженцы которых в особенно большом количестве встречаются в массиве. В некоторых участках развита настоящая эруптивная брекчия.

Гранитные массивы меньшего размера, дайки и интрузивные залежи, сопровождающие главный Канозерский массив, выполняют системы трещин разрыва и скалывания, сопряженных с главным разломом. Мощность этих гранитных тел колеблется от нескольких метров до десятков и сотен метров. Во многих случаях отмечается их секущее положение относительно гнейсовидности вмещающих пород. В плане такие массивы нередко имеют сложное и своеобразное строение, когда сеть гранитных даек и жил как бы цементирует остроугольные блоки вмещающих пород.



Р и с. 3. Геологическая карта и разрез района Канозеро—Колвицкое озеро. Составила И. Д. Батиева.

1 — алякситы и пегматOIDные граниты; 2 — лепидомелан-феррогастингситовые щелочные граниты (а) и жилы щелочных гранитов (б); 3 — габбро-нориты, пироксениты, перидотиты; 4 — гранатовые амфиболиты, амфиболовые эклогиты; 5 — метаперидотиты; 6 — гранодиориты, плагииграниты; 7 — биотитовые гнейсы; 8 — плоскостной параллелизм; 9 — линейность; 10 — гнейсовидность.

Щелочным гранитам Канозерского района свойственна хорошо выраженная линейная ориентировка цветных минералов. Дайки и маломощные жилы нередко сложены тонколистоватыми щелочными гнейсами, возникшими в результате продавливания в трещины вязкой, в значительной мере раскристаллизованной, магмы. Как в главном Канозерском массиве, так и за его пределами в щелочных гранитах, во вмещающих породах, в их отторженцах и ксенолитах наблюдается обилие разнообразных аплитовых и пегматитовых жил. Залегая среди отчетливо линейных щелочных гранитов, они не несут каких-либо признаков огнейсования, что служит дополнительным указанием на первичную природу линейности и гнейсовидности в щелочных гранитах.

Следовательно, приуроченность Канозерского массива к мощной и протяженной зоне разлома, общая дайковая его форма, осложненная многочисленными апофизами, резко несогласное положение контактных поверхностей по отношению к структурам вмещающих пород и дробление последних, наряду с повсеместным развитием первичногнейсовой фации гранитов, свидетельствует об интрузии частично раскристаллизованной магмы под значительным внутренним давлением при относительной внешней тектонической пассивности рамы.

К о ю т ы н г с к и й м а с с и в, выявленный впервые нами в 1969 г., находится в северо-восточной части Кольского полуострова и по условиям своего формирования сходен, хотя и не тождествен, с дайкообразной интрузией Канозерского типа. Массив, приуроченный к сочленению глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простираний, имеет форму крупной дайки, протягивающейся по простиранию выше 50 км при мощности 1—2 км, до 10—12 км, осложненной апофизами (рис. 4, см. вклейку). Юго-западный контакт массива почти прямолинеен, имеет близкое вертикальному падение и следует параллельно тектонической зоне сочленения Кейвского синклинория с Мурманским блоком. Конфигурация северного контакта массива сложная вследствие наличия сателлитных массивов, сопровождающих главный массив, и апофиз во вмещающие породы.

Среди щелочных гранитоидов Коютынгского массива наблюдаются многочисленные отторженцы вмещающих пород и ксенолиты. Последние представлены в разной степени измененными габбро-норитами, верлитами и пироксенитами, отсутствующими в составе пород окружающей рамы. В то же время в северной части массива (район оз. Порт-Артур) в гранитах присутствуют ксенолиты гранодиоритов и габбро-диабазов, преобладающих среди пород рамы массива.

Наряду с ксенолитами пород, вынесенных из глубины, в гранитоидах Коютынгского массива присутствуют многочисленные шпировые, иногда более крупные, обособления существенно амфибол-плаггиоклазового состава, более меланократовые и мелкозернистые, чем гранодиориты и граниты главной фазы.

Для гранодиоритов и гранитов, составляющих главную массу пород, слагающих массив, характерно раннее выделение плаггиоклаза, образующего порфирировидные выделения, в большей или меньшей мере катаклазированные и включенные в более мелкозернистую цементирующую ткань, в контактах массива как бы флюидальную. Цементирующая ткань породы не несет следов катаклаза. В гранитоидах главной фазы повсеместно проявлена вертикальная линейная ориентировка цветных минералов. В более меланократовых породах ранней фазы не обнаруживается директивных текстур и катакластических структур. То же свойственно и лейкократовым, частью порфирировидным и аплитовидным гранитам поздней фазы, приуроченным преимущественно к южной контактной зоне массива, а также образующим в нем редкие жилы и дайки.

Таким образом, дайковый Коютынгский массив отличается значительными размерами, сложным строением, автономной внутренней струк-

турой, в общем независимой от тектоники окружающих пород рамы (гранодиоритов архея). Внедрение магмы на главном этапе формирования плутона происходило вдоль глубинного разлома снизу вверх под значительным внутренним давлением и сопровождалось выносом глубинных ксенолитов ультраосновных пород и шпиров меланократового состава, возможно, являющихся продуктом глубинной дифференциации.

М а с с и в Г р е м я х а - В ы р м е с приурочен к разлому, оперяющему глубинный разлом зоны сочленения беломорид и карелид. Согласно данным А. А. Полканова и др. (1967), в плутоне Гремяха-Вырмес различаются три самостоятельных интрузии в виде трех комплекс-плутонов: 1) перидотитов-пироксенитов, габбро-анортозитов, акерит-пуласкиитов; 2) нефелиновых сиенитов, ийолитов, мельтейгитов; 3) щелочных сиенитов и щелочных гранитов.

Как отмечают авторы, возрастные соотношения между комплекс-плутоном нефелиновых сиенитов—ювитов—ийолитов и комплекс-плутоном щелочных сиенитов и щелочных гранитов точно не установлены, а их последовательность намечена по аналогии с интрузией Осло.

А. А. Кухаренко с соавторами (1971) интрузию щелочных гранитов плутона Гремяха-Вырмес выделяют в самостоятельный интрузивный комплекс, сопряженный с другими щелочными породами плутона лишь пространственно. Основные же и щелочные породы плутона ими отнесены к самостоятельной среднепротерозойской щелочно-габброидной формации и сопоставляются с щелочным комплексом Елетьозера в Карелии.

В плутоне Гремяха-Вырмес щелочные граносиениты и щелочные граниты слагают северную его часть. Отличительной структурной особенностью пород комплекса является преобладание гнейсовых и гранито-гнейсовых структурных фаций, возникших в процессе движения и одновременной кристаллизации магмы. Массив щелочных гранитов имеет штокообразную форму с наклоном поверхностей контакта к северо-востоку под углом 50—60° и более крутым в северной части. Внедрение магмы щелочных гранитов прошло вдоль разлома, вытянутого в северо-западном направлении и наклоненного к северо-востоку. В северной части массив размещается среди архейских гнейсов и гранодиоритов, в южной — среди пород комплекса перидотитов—пироксенитов—габбро—анортозитов. В гранитном массиве преобладают эгирин-арфведсонит-энигматитовые граниты и граносиениты, имеющие отчетливые директивные текстуры вследствие линейно-параллельного расположения скоплений цветных минералов. Нередко скопления цветных минералов образуют полосы и линзы мощностью в 6—8 см. Наряду с подобными первичными структурами течения в южной части плутона в контакте с основными породами наблюдаются текстуры, близкие мигматитам, причем основные породы подвергаются амфиболизации.

В щелочных гранитах распространены зоны брекчирования, рассланцевания и наложенной перекристаллизации пород, а также пегматиты и аплиты, слагающие пластообразные залежи и секущие жилы небольшой мощности. Преимущественно они развиты в приконтактной части массива в районе к северо-востоку от истока р. Гремяхи. Вне массива аплитовидные граниты встречены на западном склоне тундры Гремяха, где они послойно инъецируют биотитовые гнейсы экзоконтакта.

Сложный многофазный плутон Гремяха-Вырмес А. А. Полканов и другие (1967) рассматривают в качестве синкинематического с расколами и движениями в окружающей раме, а все три комплекс-плутона — как генетически связанные образования. Нельзя, однако, не отметить автономность внутренней структуры массива щелочных гранитов, что может служить указанием на изменение тектонического режима становления щелочных гранитов по сравнению с условиями формирования основных и щелочных комплексов плутона. Поэтому представляется правомер-

ным отнесение комплексов основных и щелочных пород и комплекса щелочных гранитов к разным формациям, сопряженным лишь пространственно (Кухаренко и др., 1971). По-видимому, это представление подкрепляется и имеющимися данными о существенном геохимическом различии комплексов пород этих формаций, но этот вопрос пока не может считаться полностью решенным без дополнительного исследования и обоснования.

Сам массив щелочных гранитов и граносиенитов Гремяха-Вырмес представляет собой штокообразное тело, имеющее автономное внутреннее строение и сформировавшееся в три этапа или фазы: на первом этапе возникли граносиениты и нордмаркиты, затем образовались эгирип-арфведсонитовые граниты, часто с энigmatитом и, наконец, аплитовидные граниты, пегматиты и кварцевые жилы в подчиненном развитии.

И о к а н ь г с к и й м а с с и в, расположенный в среднем течении р. Иоканги на территории Мурманского блока, может служить другим примером нахождения в нижнем структурном этаже (преимущественно среди гранодиоритов архея) штокообразного многофазного плутона центрального типа. Этот массив занимает площадь 120 км² и в плане образует слегка вытянутый овал (рис. 4). Он расположен в пределах Иоканьгского глубинного разлома и приурочен к его активному участку, где щелочным гранитам предшествовала интрузия габбро-диабазов, образовавшая сложный массив, в котором, согласно Б. А. Юдину, сочетаются дайкообразные подводящие каналы с пластообразно расслоенными телами (Юдин, Федченко, 1972). Вмещающими для щелочных гранитов являются гранито-гнейсы (гранодиориты, плагиомикроклиновые граниты) и габбро-диабазы. Контакты щелочных гранитов с вмещающими породами резкие, интрузивные, секущие, с крутым положением контактных поверхностей. Среди пород массива преобладают крупнозернистые порфиroidные лепидомелан-феррогастингситовые граниты, имеющие отчетливо выраженное линейное распределение темноцветных минералов с вертикальным или крутонаклонным положением линейности. В них встречаются ксенолиты и отторженцы амфиболизированных диабазов, но их роль в строении массива невелика. В то же время типично присутствие в породах массива шпиров меланократового состава, размером до нескольких десятков сантиметров в поперечнике. Щелочные граниты и гранодиориты центрального ядра массива окаймлены полосой лейкократовых аплитовидных гранитов поздней фазы, образующих многочисленные апофизы во вмещающих породах. Завершают становление массива пегматитообразование (немногочисленные жилы), а также окварцевание и альбитизация, развивающиеся вдоль тектонических зон дробления и милонитизации пород.

Внутренняя структура Иоканьгского массива полностью автономна. Его контакты несогласны с тектоникой окружающей рамы и определяются строением кольцевого разлома, по которому произошла интрузия гранитной магмы. В зонах эндоконтактов в гранитах наряду с линейностью заметен плоскостной параллелизм темноцветных минералов, причем плоскость гнейсовидности пород согласна с положением контактных поверхностей массива. В аплитовидных гранитах поздней фазы местами отчетливо проявлена гнейсовидность, вследствие некоторого обогащения отдельных прослоев биотитом, имеющим планпараллельную ориентировку. В апофизах — породы массивной текстуры и типичной аплитовидной структуры.

Таким образом, по главным чертам своего строения, за исключением формы, Иоканьгский массив имеет сходство с Коютынгским массивом. Аналогичны им и другие меньшие по размерам сателлитные массивы, приуроченные к Иоканьгскому глубинному разлому. Необходимо добавить, что на территории Кольского полуострова, преимущественно среди пород нижнего структурного этажа, известен еще ряд разновозраст-

ных плутонов центрального типа, сложенных разнообразными гранитоидами и щелочными комплексами: среднепротерозойские плутоны нордмаркитов и альбитизированных сиенитов Чагвеуайв, порфиридных гранитов Ура-Губы и Ара-Фьорда, палеозойско-каледонские и герцинские плутоны щелочно-габброидной и нефелин-сиенитовой формаций и др. Следовательно, начиная со среднего протерозоя на Балтийском щите возникла геологическая обстановка, обусловившая формирование наряду с линейными и кольцевых разломов с образованием по ним обычно многофазных плутонов центрального типа, в том числе сложенных комплексами пород формации щелочных гранитов и сиенитов.

Массивы щелочных гранитов дайкового и центрального типов, локализованные преимущественно в нижнем структурном этаже, имеют относительно ограниченное площадное развитие, в отличие от межформационных массивов, размещенных по границам пород нижнего и второго структурных этажей и частью залегающих среди пород второго и третьего структурных этажей. К числу этих массивов, занимающих около 80% всей площади, занятой щелочными гранитами на Кольском полуострове, относятся известные массивы Западных Кейв, Белых тундр, Понойский и ряд меньших по размеру — Лаврентьевский, Пачинский, Стрельнинский, Пурначский и др. Все они сложены преимущественно эгириин-арфведсонитовыми петрографическими разновидностями щелочных гранитов.

Отличительными чертами строения большинства массивов являются их пологое в общем залегание при наличии круто падающих дайковых, иногда кольцевых, подводящих каналов, преобладающее нахождение в подошве массивов пород нижнего структурного этажа, а в кровле — пород верхних структурных этажей (складчатых стратифицированных толщ нижнего и среднего протерозоя). Вследствие подобного строения массивов эрозийный срез обуславливает их крайне сложную конфигурацию. Другой их внешней особенностью является наличие кажущегося согласия с сохранившимися участками кровли, на что обращали внимание ранее многие исследователи (в последнее время — Подольский, 1970). Фактически наблюдающаяся в отдельных районах и участках массивов их конформность с породами кровли (например, в Понойском массиве — район устья р. Сухой, в Западно-Кейвском — район севернее горы Вюнцпахк и др.) является во многих случаях ложной. К примеру кровлей щелочных гранитов массива Западных Кейв служат породы различных горизонтов стратифицированной кейвской серии: в районе Ефимозера — базальные конгломераты лебяжинской свиты гнейсов, в районе горы Макзабак — наиболее верхние горизонты этой свиты, в верховьях р. Песариок — кристаллические сланцы червуртской свиты. Геофизические данные, дешифрирование аэрофотоснимков и прямые геологические наблюдения свидетельствуют о наличии в толщах пород кейвской серии разрывных нарушений типа надвигов, о сорванности контактов между породами нижнего и верхнего структурных этажей и об использовании интрузией щелочных гранитов пологих надвиговых поверхностей и плоскостей отслоения и внутрипластового скольжения в замковых частях крупных складок. Дополнительные данные об отдельных существенных деталях внутреннего строения массивов эгириин-арфведсонитовых гранитов и их взаимоотношений с вмещающими породами верхних структурных этажей могут быть рассмотрены на примерах массивов Западных Кейв, Понойского, Белых тундр и ряда других.

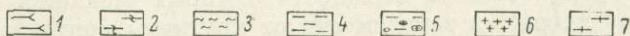
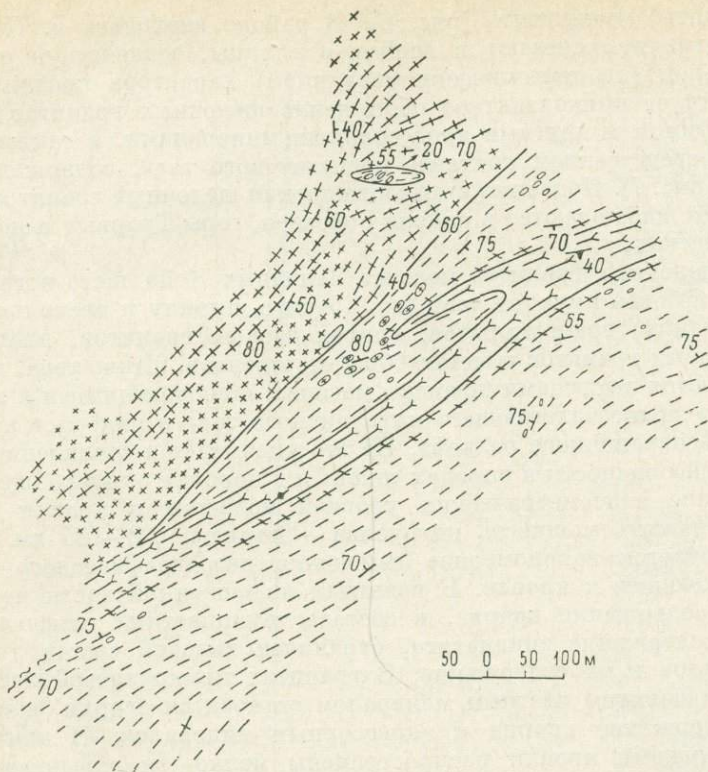
Западно-Кейвский массив в щелочных гранитов, наиболее крупный на Кольском полуострове, занимает площадь около 1300 км². Строение его весьма сложно (рис. 5, см. вклейку). Широкой полосой гнейсов и кристаллических сланцев Кейвского синклинория, сужающейся в западном направлении и расширяющейся в восточном, массив делится на две крупные части — северную и южную. В северной его части щелочные гра-

ниты по крутому несогласному разлому контактируют с гнейсо-гранитами архейского фундамента, кровлей для них служат гнейсы лебяжинской свиты. В южной части среди гранито-гнейсов и габбро-анортозитов фундамента находится множество даек щелочных гранитов, являющихся подводящими каналами для межформационного интрузивного тела, залегающего между фундаментом и породами кейвской серии. Контакт щелочных гранитов с гнейсами кейвской серии имеет сложную конфигурацию. В юго-западной части массив серийей подковообразных даек соединяется с массивом Белых тундр. Эти дайки обычно сложены эгирин-авгит-феррогастингситовыми гранитами, граносиенитами и кварцевыми сиенитами, имеют крутое залегание, их мощность варьирует от десятков и сотен метров до 3—4 км. В юго-восточной части дайкообразное тело имеет сложную форму, сечет гранодиориты архея и габбро-анортозиты нижнего протерозоя. При этом в зоне разлома блоки фундамента как бы цементируются щелочными гранитами. Жильные тела и дайки гранитов проникают по расколам в габбро-анортозиты, гранодиориты и гнейсы. Здесь же по расколам в фундаменте внедрялись щелочные габброиды, щелочные и нефелиновые сиениты, дайки диабазов.

В щелочных гранитах повсеместно отчетливо проявлена линейная, а в зонах контактов иногда и плоскостная ориентировка цветных минералов, конформная контактным поверхностям. Линейные текстурные элементы щелочных гранитов имеют в массиве преимущественно пологие углы погружения. Для Западно-Кейвского массива в целом характерно северо-восточное направление ориентировки линейности в щелочных гранитах (за исключением юго-восточной части массива, где преобладает северо-западное направление). Преимущественное северо-восточное простирание имеют и оси сжатых часто изоклинальных складок и мелкой плейчатости в породах кейвской серии, служащих кровлей для щелочных гранитов. Эти направления совпадают с главенствующим северо-восточным простиранием разломов, по которым происходило внедрение магмы щелочных гранитов. В юго-восточной части массива, где простирание магмавыводящих разломов имеет дугообразную форму и меняется на северо-западное, аналогичное простирание приобретают и породы кейвской серии и ориентировка линейности в щелочных гранитах.

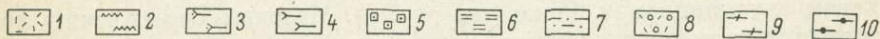
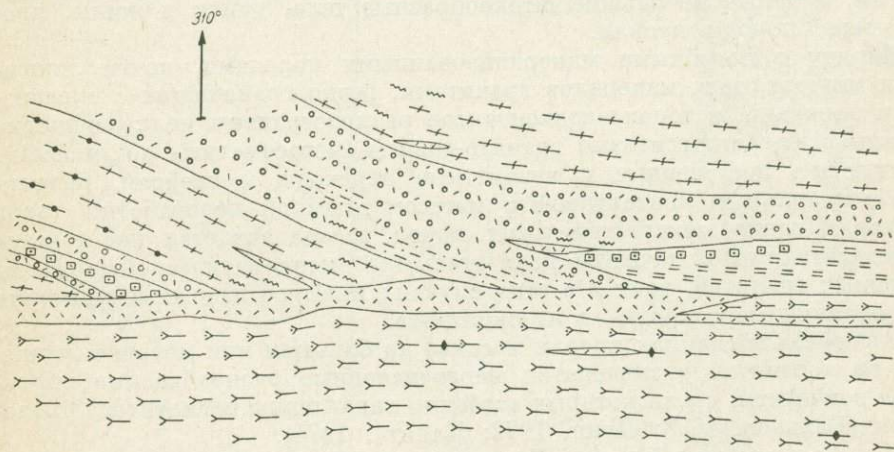
Таким образом, сопряженность структурных элементов гнейсов и сланцев кейвской серии и щелочных гранитов имеет тектоническую первооснову, а не стратиграфическую, как полагают некоторые исследователи (Федоров, 1973). Это тем более очевидно, что ориентировка осей складок в породах кейвской серии в Центральных и Восточных Кейвах имеет близкое к широтному положение (Бельков, 1963), не совпадающее с их положением в районе Западных Кейв. По-видимому, здесь переориентировка складчатых структур пород кейвской серии была связана с возникновением разломов северо-восточного и отчасти северо-западного направлений и внедрением по ним щелочных гранитов, оказавших на гнейсы и сланцы кровли дополнительное моделирующее тектоническое и метасоматическое воздействие.

Необходимо подчеркнуть, что впечатление о наличии конформности контактов щелочных гранитов с породами кровли массива, складывающееся у многих исследователей массива Западных Кейв, а также Понойского и некоторых других, основано на недостаточно детальном изучении контактных зон. В действительности же во многих участках массива картируются резко несогласные, интрузивные контакты щелочных гранитов с вмещающими породами кровли массива, не говоря уже о его подошве, где щелочные граниты повсеместно находятся в секущем залегании. Характерным примером может служить район Ефимозера. Щелочные граниты здесь секут нижние горизонты гнейсов кейвской серии с базальными конгломератами и одновременно нижележащие породы



Р и с. 6. План участка жилы щелочного гранита в районе к востоку от Ефимозера.

1 — щелочные граниты; 2 — гнейсы-метасоматиты; 3 — амфиболиты; 4 — гранат-биотитовые гнейсы; 5 — конгломераты; 6 — анатектит-граниты; 7 — гранодиориты.



Р и с. 7. План участка зоны контакта щелочных гранитов с породами кейвской серии в районе верхнего течения р. Пессариок.

1 — пегматиты; 2 — инъекционные прожилки; 3 — эгириновые граниты; 4 — эгирин-арфведсоновитовые граниты; 5 — параморфические сланцы; 6 — хлорит-мусковитовые сланцы; 7 — кварц-мусковитовые сланцы; 8 — слюдяно-гранат-ставролитовые сланцы; 9 — метасоматиты по гнейсам; 10 — гранат-биотитовые гнейсы.

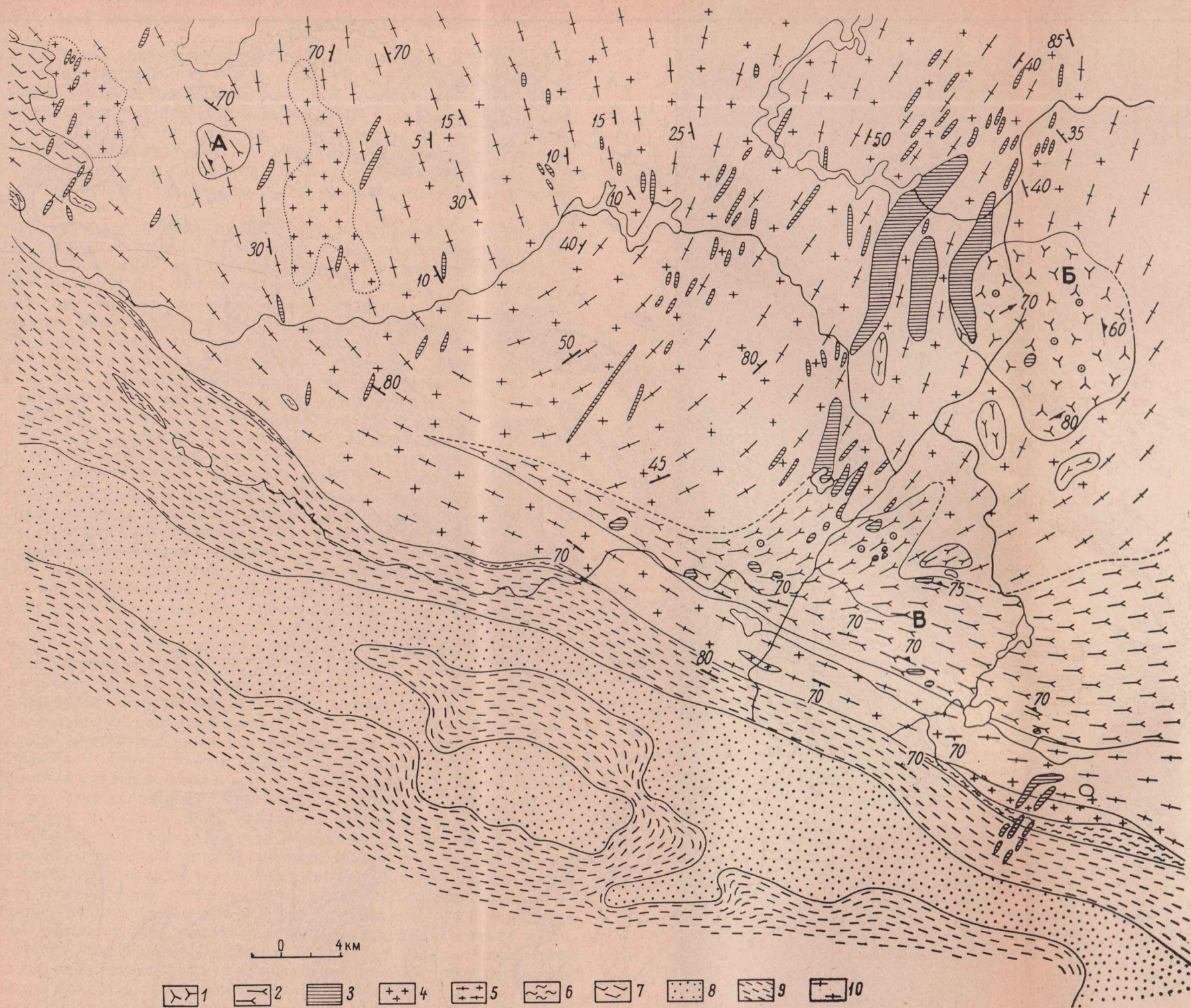
(гранодиориты) фундамента (рис. 6). В районе верховьев р. Пессариок щелочные граниты срезают и гнейсы и сланцы, воздействуя на них. О нормальном (не тектонически сорванном) характере контакта здесь свидетельствует приконтактное обогащение щелочных гранитов монацитом, ксенотимом и другими акцессорными минералами, а также залегание в непосредственном контакте пегматитового тела, содержащего эти минералы (рис. 7). Подобные взаимоотношения щелочных гранитов с гнейсами кровли наблюдаются в районе Ровозера, горы Туарвыд и на многих других участках.

Среди щелочных гранитов массива Западных Кейв часто встречаются ксенолиты и более крупные тела (до 0.5 км в ширину и несколько километров в длину) гранодиоритов, олигоклазовых гранитов, плагиоклазо-микроклиновых гранитов и метагаббро-анортозитов. Такие тела, по-видимому, являются выступами подошвы массива, обнажающимися в эрозионных «окнах» пологозалегającego интрузивного тела в наиболее пониженных частях современного рельефа. На это указывает и совпадение ориентировки гнейсовидности в породах «окош» и в породах окружающей рамы. Сопоставление гипсометрических уровней подошвы и кровли массива позволяет оценить мощность интрузива — порядка 0.2—0.5 км. В массиве наблюдается закономерное изменение петрографического состава пород от подошвы к кровле. В гранитах подошвенной части несколько снижается содержание кварца, в составе темноцветных отмечается повышенное содержание энigmatита, ограничен видовой состав акцессорных минералов и их содержание. В гранитах прикровлевой части массива преобладающим цветным минералом становится эгирин, в них возрастает содержание кварца и акцессорных минералов. В контактных зонах с породами кровли распространены мелко- и среднезернистые эндоконтактные граниты, мощность которых меняется от нескольких до десятков метров, в зависимости от крутизны контактов. Они отличаются повышенным содержанием акцессорных минералов — магнетита, циркона, чевкинита и др. Наиболее минерализованы апикальные части и выступы массива, приуроченные к ядрам антиклинальных складок кровли, а также небольшие штокообразные тела, дайки и жилы, прорывающие породы кровли.

Наряду с подобными минерализованными породами, почти лишенными темноцветных минералов гранитами, резко граничащих с вмещающими породами, в зонах экзоконтактов распространены мелкозернистые эгирин-авгит-гастингситовые гранито-гнейсы (метасоматиты по гнейсам), образующие постепенные и незаметные переходы к гнейсам, возникшие в результате контактовой и метасоматической переработки пород кровли. Именно присутствие этих пород рассматривается некоторыми исследователями в качестве доказательства метасоматической природы щелочных гранитов, хотя и в этих случаях имеются надежные критерии для отличия пород эндо- и экзоконтакта.

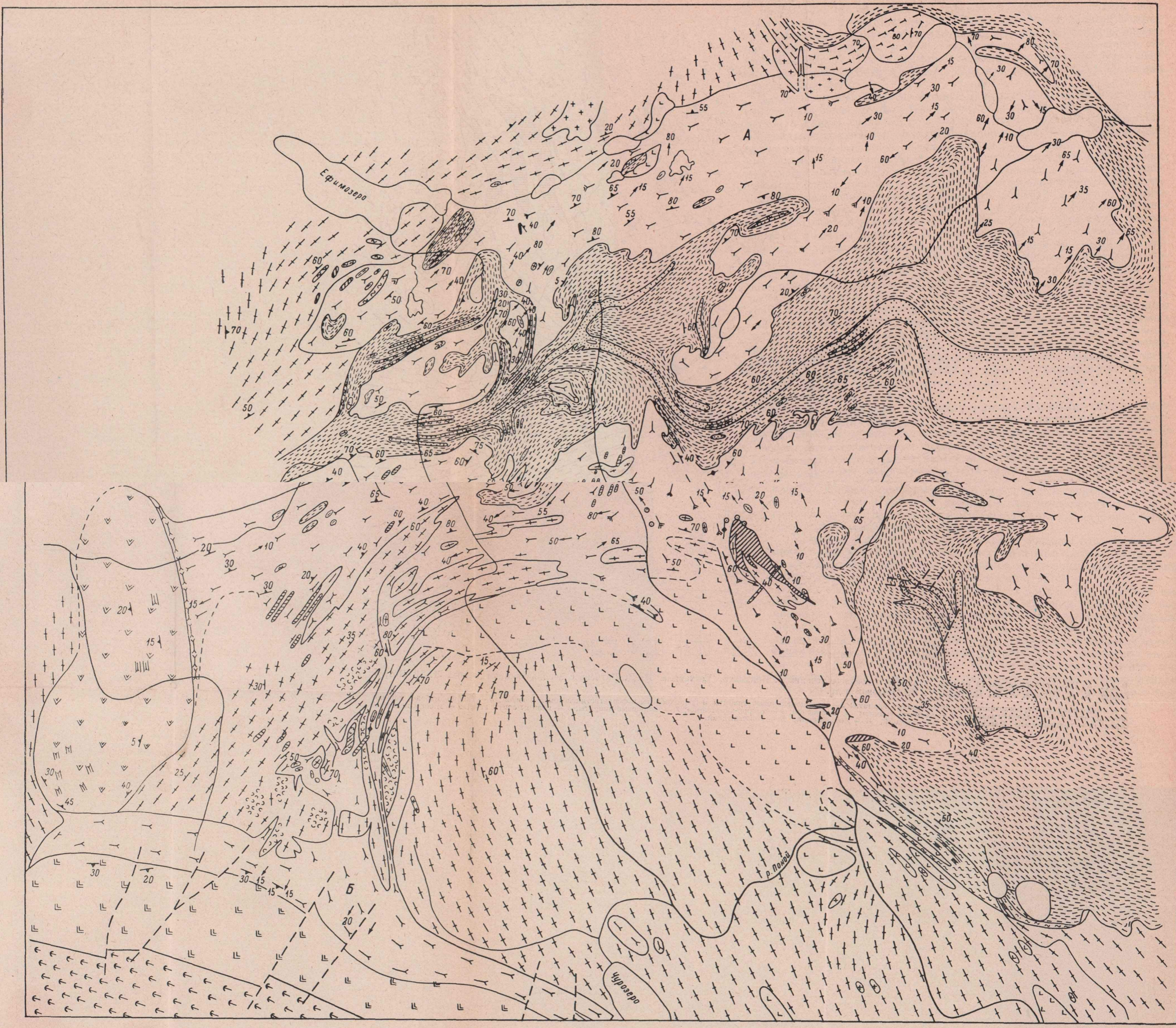
В гнейсах и сланцах кровли массива на большем или меньшем удалении от контактов размещаются многочисленные разнообразные по составу пегматиты, среди которых особенно характерны пегматиты с амазонитом (Бельков, 1958; Лунц, 1972; Калита, 1974).

М а с с и в ы р а й о н а Б е л ы х т у н д р, как отмечено выше, непосредственно соединяются с массивом Западных Кейв серией многочисленных даек, приуроченных к дугообразным разломам в Центрально-Кольском антиклинорном блоке (см. рис. 5). Массивы Белых тундр контролируются теми же разломами, с которыми связана Панская интрузия основных пород и с оперяющими ее разломами. Щелочные граниты слагают крупное пластообразное тело площадью около 240 км², располагающееся между архейским гнейсовым гранодиоритовым фундаментом и основными породами Панского массива, под который оно погружа-



Р и с. 4. Геологическая карта района верхнего и среднего течений р. Иокан'ги. Составила И. Д. Батиева с использованием данных Л. Н. Потрубович, Б. А. Юдина, А. М. Иванова, Т. И. Амоновой и др.

1 — порфировидные феррогастингсит-лепидомелановые граниты; 2 — лепидомелановые граниты и гранодиориты с феррогастингситом и авгитом; 3 — габбро-диабазы, габбро-лабрадориты; 4 — анатектит-граниты; 5 — мигматит-граниты и мигматиты; 6 — габбро-анортозиты; 7 — кварцевые диориты; 8 — сланцы свиты кейв; 9 — гнейсы кейвской серии; 10 — гранодиориты. Массивы: А — Низъявский, Б — Иокан'гский, В — Кокуйнгский.



1 0 2 4 6 км

- | | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | |

Р и с. 5. Схематическая геологическая карта массивов Западных Кейв (А) и Белых тундр (Б). Составила И. Д. Батвева с использованием материалов Л. И. Ивановой, В. А. Костиной, В. С. Богдановой и др.
 1 — пикритовые порфириты; 2 — диабазы; 3 — натролитовые сиениты; 4 — щелочные и нефелиновые сиениты; 5 — граносиениты и кварцевые сиениты; 6 — эгирин-арфведсонитовые, арфведсонит-эгириновые граниты; 7 — эгирин-арфведсонитовые граниты с энigmatитом; 8 — габбро-пориты; 9 — габбро-лабрадориты; 10 — породы имандра-варзугской серии; 11 — анатектит-граниты; 12 — кварцевые диориты; 13 — габбро-анортозиты; 14 — амфиболиты; 15 — сланцы свиты кейв; 16 — гнейсы кейвской серии; 17 — гранодиориты, частично мигматиты; 18 — архейский осадочно-эффузивный комплекс.

ется, имея крутое залегание на востоке и пологое — на западе. Мощность интрузивного тела щелочных гранитов не превышает нескольких сотен метров.

Взаимоотношения щелочных гранитов с вмещающими породами отчетливо интрузивные: контакты — секущие и согласные — очень резкие, прямолинейные. В гранитах обычны ксенолиты вмещающих пород, сами же породы изменены под воздействием щелочных гранитов. Биотитовые гнейсы, гранодиориты, порфириовидные гранодиориты подошвы массива подвергаются микроклинизации. Пироксениты и габбро-пориты Панского массива в контактах с гранитами рассланцованы, амфиболлизированы и инъецированы в полосе шириною до 20 м от контакта гранитными и кварцевыми прожилками.

Щелочные граниты массива Белых тундр по составу и минерализации сходны с гранитами массива Западных Кейв, но отличаются разнообразием текстур и структур. Для них типичны массивная текстура и порфириовидная структура, особенно в зонах контактов с основными породами Панского массива, но также распространены массивные равнозернистые, гнейсовидные, милонитизированные и другие текстуры. Линейность пород обычно направлена под породы Панского массива.

Понойский массив щелочных гранитов, расположенный в среднем течении р. Поной и занимающий площадь около 700 км², как и массив Западных Кейв, приурочен к зоне сочленения разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Он имеет сложное строение и конфигурацию. В центральной его части, в районе Каменных озер, он образован серией концентрических кольцевых или неполнокольцевых дайковых тел, залегающих в архейском гранито-гнейсовом фундаменте и разделенных между собой полосами гнейсов лебяжинской свиты, кристаллических сланцев и амфиболлизированных основных интрузий (рис. 8, см. вклейку). Центральная пониженная часть кольцевой структуры, диаметром около 10 км, не обнажена. Возможно, здесь залегают гранито-гнейсы фундамента, обычно обнаженные в этом районе в пониженных частях рельефа, но это предположение требует проверки.

Щелочные граниты в кольцевых дайках имеют крутое, близкое вертикальному падению, судя по положению поверхностей контактов с вмещающими породами и по положению плоскостей гнейсовидности — вертикальных или падающих под углом 70—80° к центру кольцевой структуры. В гранитах повсеместно отчетливо проявлена линейность темноцветных минералов — горизонтальная или погружающаяся под углом 10—20°. В кольцевых дайках щелочные граниты обнаруживают отчетливые секущие контакты с вмещающими породами, что устанавливается при геологическом картировании и дешифрировании аэрофотоснимков. Примером может служить район к югу от пос. Чалмы-Варрэ—оз. Мозговое, где нами была составлена схематическая карта. На карте (рис. 9) отчетливо видно, что здесь часть кольцевой дайки щелочного гранита, плавно меняющей свое простирание с северо-запада на северо-восток, последовательно пересекает гнейсы лебяжинской свиты, гранат-ставролитовые и кианитовые сланцы червуртской свиты, в контакте с гранитами испытавшие контактовый метаморфизм — метасоматическое преобразование гнейсов, их амфиболлизацию и микроклинизацию, силлиманитизацию и осветление (за счет выноса углерода) кианитовых сланцев и др.

В восточной части Понойского массива намечается еще одна изометричная куполовидная структура, где в ядре эродированной крупной брахиантиклинальной складки, сложенной гнейсами лебяжинской свиты и отчасти кристаллическими сланцами червуртской свиты, обнажены щелочные граниты в виде полого залегающего пластообразного тела, в подошве которого находятся гранито-гнейсы архейского фундамента, а в кровле — гнейсы лебяжинской свиты. Породы фундамента обнажаются в эрозион-

ных «окнах», имеющих сложные очертания. В то же время среди щелочных гранитов фиксируются участки кровли, сложенные метасоматически измененными гнейсами. В нескольких километрах к юго-востоку от устья р. Лосинги отчетливо устанавливается секущее залегание даек щелочных гранитов по отношению к лебяжинским гнейсам и кристаллическим сланцам.

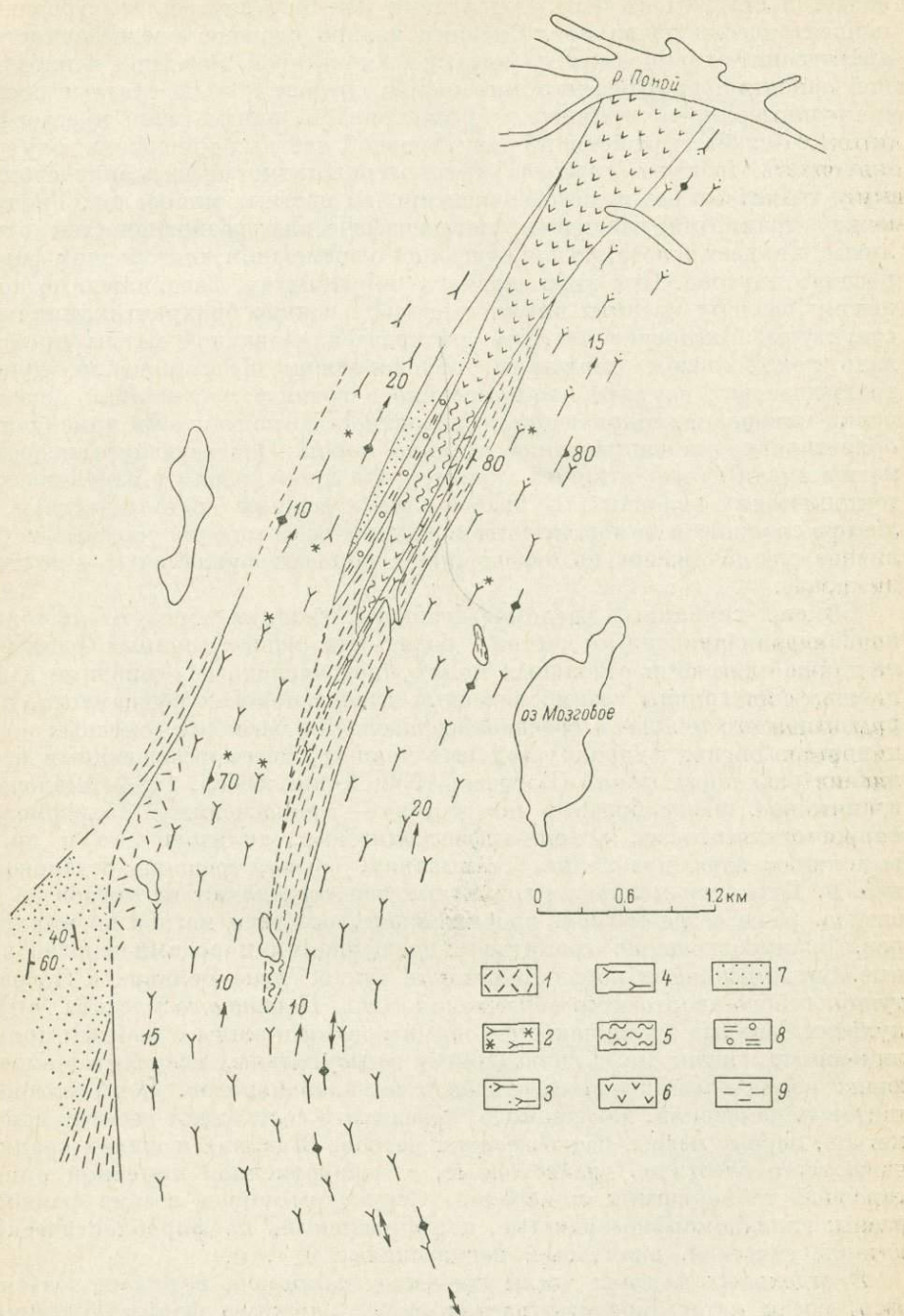
Следовательно, и здесь, как и в Западно-Кейвском массиве, нет оснований для суждения о наличии полной конформности гранитной интрузии со строением окружающей рамы. Особенно показательны в этом отношении Лаврентьевский и Пачинский массивы, расположенные на западном и восточном флангах Понойского массива и приуроченные к единому тектоническому глубинному разлому (см. рис. 8). Эти сравнительно небольшие массивы (Лаврентьевский — 40 км², Пачинский — 120 км²) занимают межформационное положение. В подошве каждого из них залегают гранодиориты и гранито-гнейсы архея, в кровле гнейсы лебяжинской свиты. Главными элементами внутреннего строения массивов щелочных гранитов является отчетливо выраженная линейность темноцветных минералов. В Лаврентьевском массиве наблюдается близкое к меридиональному простирание линейности, совпадающее с направлением меридиональных же разломов в фундаменте, с пологим погружением линейности к югу — под гнейсы кровли (рис. 10). Гнейсы же, слагающие в южном контакте массива крыло синклинальной складки, в ядре которой залегают кианитовые сланцы червурской свиты, имеют субширотное простирание и падение к югу под крутыми углами — 60—80°. В непосредственном контакте гнейсы изменены под воздействием щелочных гранитов.

Простирание линейности в массиве весьма выражено и резко не совпадает с простиранием и падением гнейсов в кровле массива. Не совпадает оно и с положением северного контакта массива с архейскими гранито-гнейсами фундамента, в которых залегают также секущие дайки щелочных граносиенитов. В гранитах массива сохранились останцы гнейсовой кровли (метасоматически измененные гнейсы лебяжинской свиты) и крупные ксенолиты сильно измененных габбро-анортозитов.

Таким образом, Лаврентьевский массив может служить хорошим примером межформационного плутона, внутренняя структура которого самостоятельна по отношению к строению окружающей рамы и контролируется лишь разломами в фундаменте, служившими магмавыводящими каналами. По главным особенностям своего строения и взаимоотношениям с вмещающими породами аналогичен Лаврентьевскому и Пачинский массив.

Другим примером межформационных плутонов с автономной внутренней структурой и строением, определяющимися формой расколов в фундаменте, служат Стрельнинский и Пурначский массивы (рис. 11).

Так, один из Стрельнинских массивов имеет характер кольцевой дайки. В ядре массива обнаружены крупные отторженцы основных пород, по периферии гнейсы нижнего протерозоя, слагающие второй структурный этаж. В нескольких километрах восточнее Стрельнинского массива находится Пурначский массив щелочных гранитов, для которого вмещающими породами служат преимущественно метабазиты имандраварзгуской серии. Строение массива, по Б. А. Юдину (1958а), — штокообразное. По нашим данным, скорее это лакколитообразный плутон с кольцевыми подводящими каналами, относительно глубоко вскрытый эрозией, поскольку в его центральной, наиболее пониженной, части обнажаются гранитоидные породы фундамента. Пурначский массив площадью 44 км² имеет форму правильного эллипса, длинная ось которого вытянута в северо-западном направлении, совпадающем с общим про-



Р и с. 9. Геологическая карта участка Понойского массива в районе оз. Мозговое.

1 — аплит-пегматит; 2 — астрофиллитовый гранит; 3 — арфведсонит-эгириновый гранит; 4 — эгириин-арфведсонитовый гранит; 5 — амфиболит; 6 — хлорит-тремолитовая порода; 7 — кианитовые (силлиманитовые) сланцы; 8 — гранат-ставролитовые сланцы; 9 — гнейсы, метасоматиты по гнейсам.

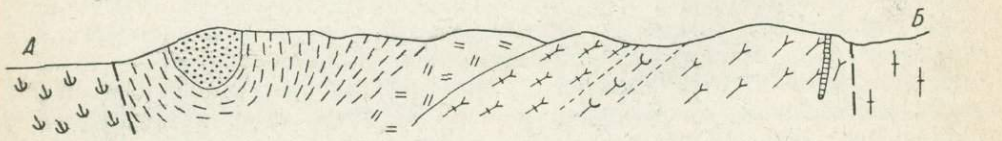
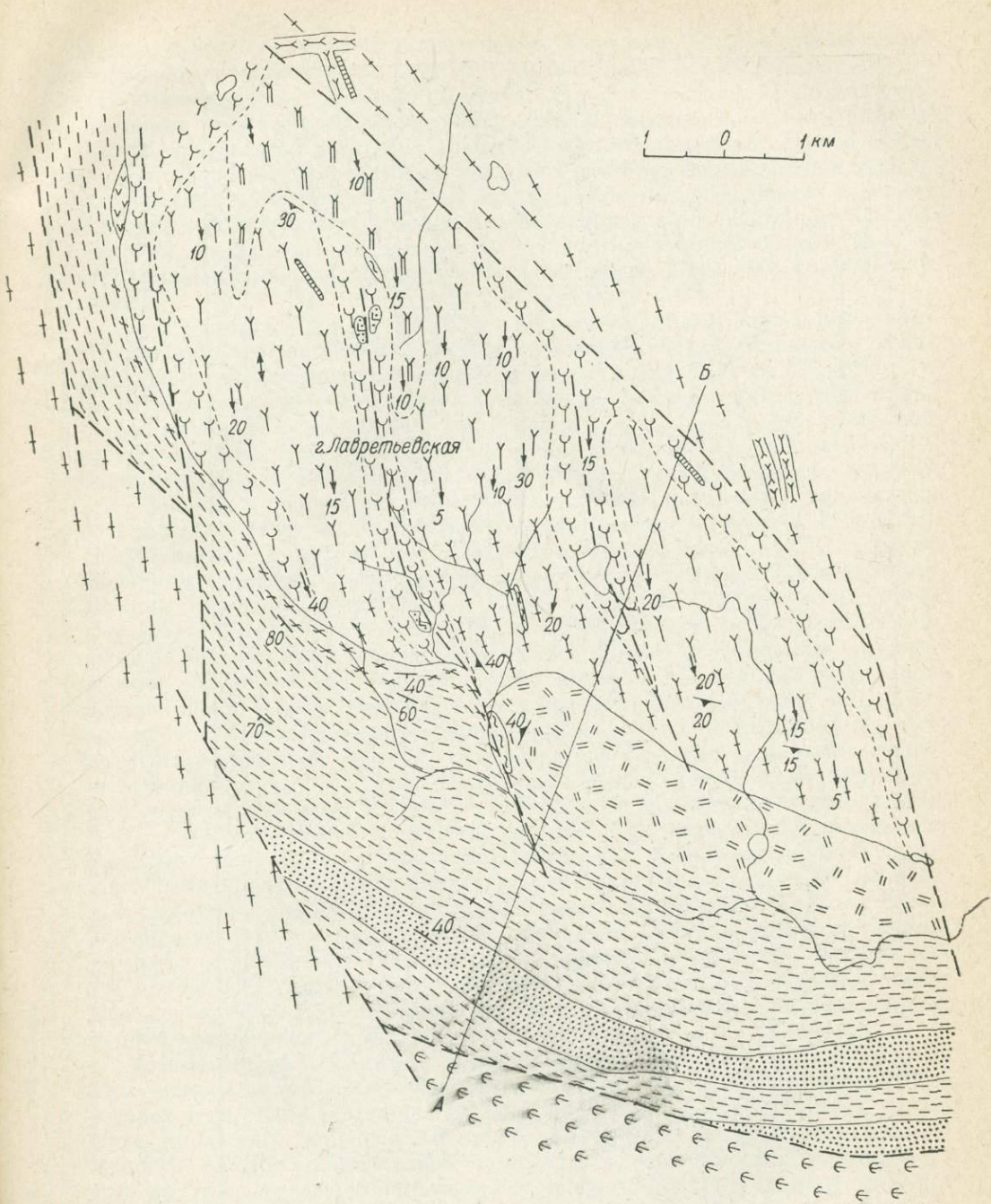
стиранием вмещающих метабазитов. Контактная поверхность массива падает в стороны от него, под углами $35-55^\circ$, внутреннее строение — концентрически зональное. Внешнее кольцо сложено среднезернистыми арфведсонит-эгириновыми гранитами с отчетливой линейной и плоскостной ориентировкой цветных минералов; среднее кольцо слагают средние и крупнозернистые граниты с арфведсонитом, энигматитом и астрофилитом со слабо выраженной ориентировкой цветных минералов; внутренняя часть массива сложена крупнозернистыми арфведсонит-эгириновыми гранитами без видимой ориентировки цветных минералов. Границы между гранитами различных петрографических разновидностей отчетливые, что дает основание для суждения о возможном многофазном формировании плутона. При этом первыми, по-видимому, внедрялись по кольцевому разлому граниты внешнего кольца в ядро брахиантиклинальной структуры. Внедрение частично раскристаллизованной магмы происходило под большим давлением, обусловившим формирование купола во вмещающих породах и образование в граните плоскостной ориентировки минералов, сопряженной с поверхностью контактов и линейной их ориентировкой в направлении падения пород. Последующие внедрения магмы имели менее активный характер или происходили в изменившихся тектонических условиях. В любом случае важным обстоятельством является сложное и самостоятельное внутреннее строение массива и различное его положение по отношению к породам фундамента — подошве и кровле.















В зонах глубинных разломов щелочные граниты образуют не только индивидуализированные массивы более или менее крупных размеров, но также слагают в отдельных полях многочисленные одиночные дайки и жилы или группы взаимосвязанных даек в породах фундамента, прорывающих его ниже- и среднепротерозойских массивах основных пород и протерозойских супракрустальных толщах, метаморфизованных в условиях различных фаций (Батиева, 1958; Юдин, 1958а, 1962). Щелочные гранитоиды, разнообразные по составу — граносиениты, лепидомелан-феррогастингситовые, эгирия-арфведсонитовые, аплитовидные и др. — выполняют зоны дробления, скалывания, срыва, трещины отдельности и т. п. При этом мощности гранитных тел составляют от метров до десятков, реже сотен метров, протяженность от сотен метров до километров. Взаимоотношения гранитов с вмещающими породами многообразные. Среди основных пород Колвицких тундр, Чува-Волчьих и Лосевых тундр, габбро-анортозитов обрамления Кейв, Цагинского массива, в гранулитах Сальных тундр наиболее обычны дайки и жилы с резкими прямолинейными контактами с включениями остроугольных ксенолитов вмещающих пород — амфиболитов, гнейсов и гранодиоритов. Зоны экзоконтактных изменений, как правило, невелики и составляют десятки сантиметров, первые метры, редко десятки метров. В дайках и жилах граниты чаще всего отчетливо гнейсовидные, с одновременной линейной ориентировкой темноцветных минералов. Структуры пород весьма разнообразны: гипидиоморфнозернистые, порфирировидные, порфиробластические, катакластические, аплитовые, пегматоидные и т. п.

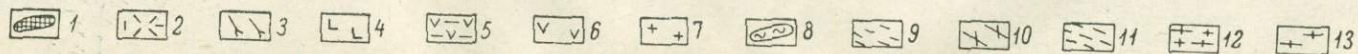
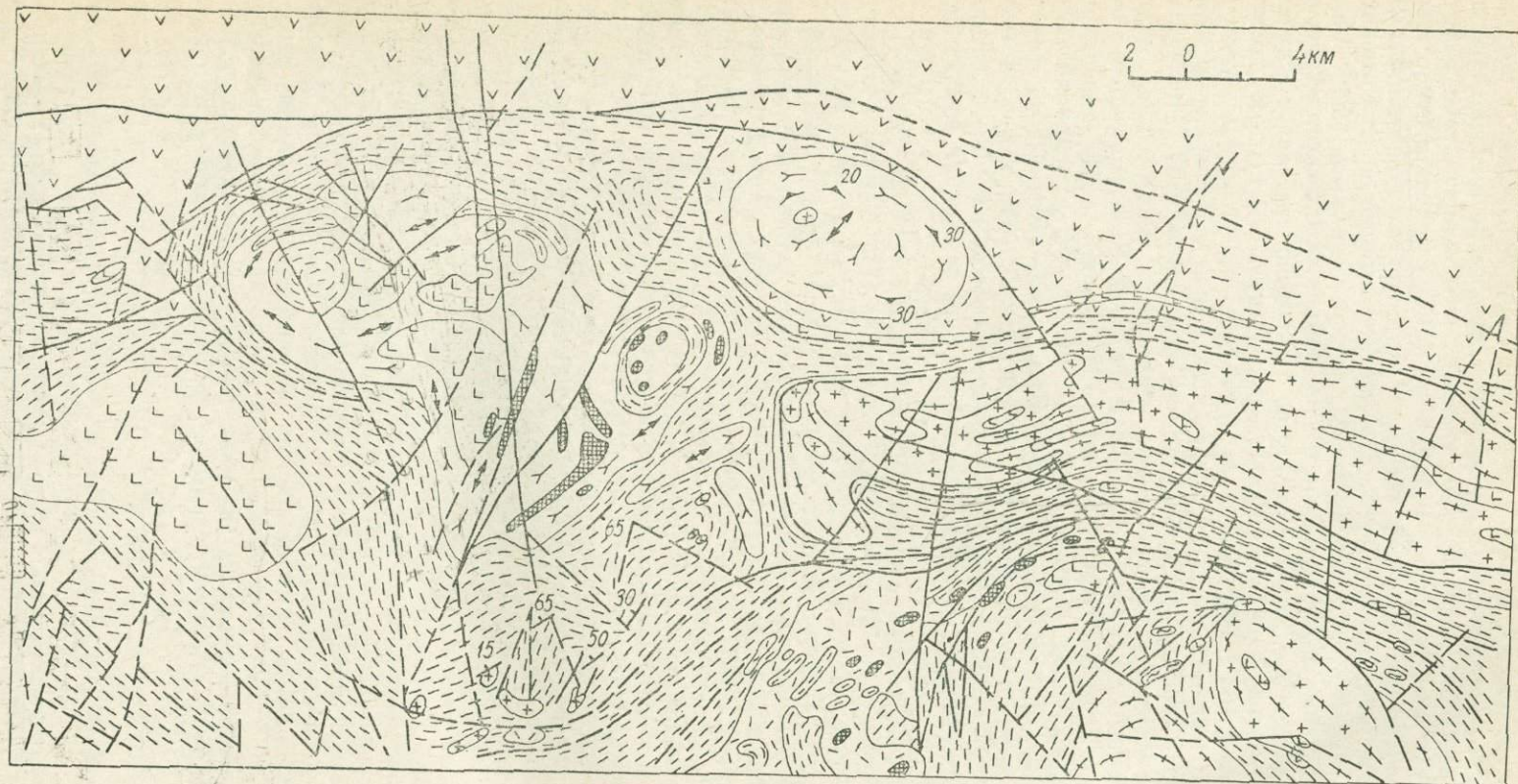
В отдельных случаях жилы гранитов (например, в районе Ельских озер) среди метагаббро-анортозитов имеют сложную форму, будиниро-

Р и с. 10. Схематическая геологическая карта и разрез Лаврентьевского массива. Составили И. Д. Батиева и Е. И. Бельков (1970).

1 — диабазы; 2 — кварцевые сиениты и граносиениты; 3 — лейкократовые граниты с магнетитом; 4 — эгирия-арфведсонит-рибекитовые граниты; 5 — рибекит-эгириновые граниты; 6 — лепидомелановые граниты; 7 — метаэффузивы имандра-варзугской серии; 8 — габбро-анортозиты; 9 — амфиболиты; 10 — кианитовые сланцы; 11 — метасоматиты по гнейсам; 12 — порфиробластические метасоматиты по гнейсам; 13 — биотитовые гнейсы; 14 — гранодиориты.



- | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
|  |  |  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |  |  |



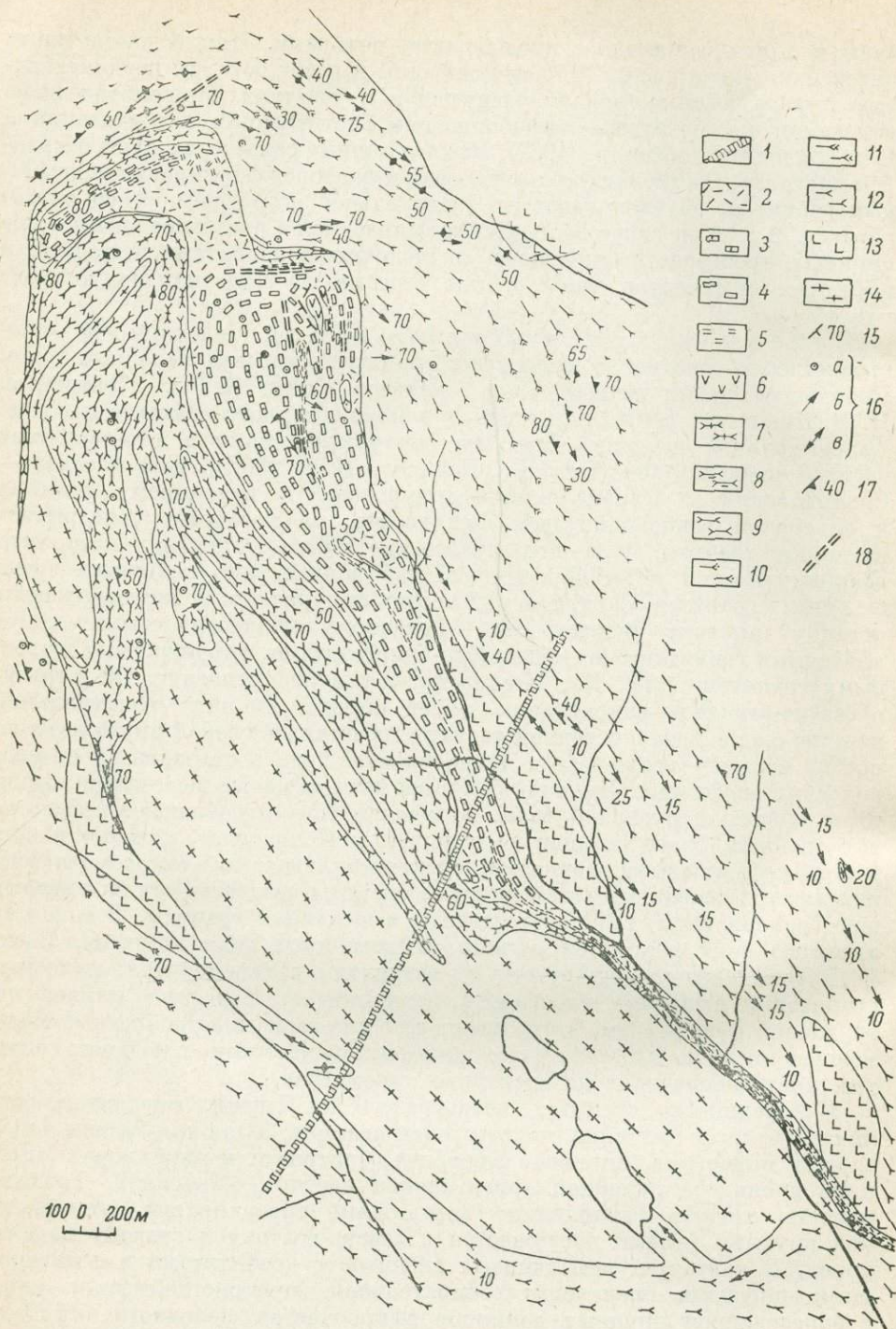
Р и с. 11. Схематическая геологическая карта района верховьев р. Стрельны—оз. Пурнач. Составил М. Т. Козлов.

1 — габбро-диабазы; 2 — пегматоидные граниты; 3 — щелочные граниты; 4 — метагаббро-анортозиты; 5 — имандра-варзугская серия (?); 6 — имандра-варзугская серия; 7 — анатектит-граниты; 8 — амфиболиты; 9 — гнейсы лебяжинской серии; 10 — двуслюдяные гнейсы; 11 — биотитовые гнейсы; 12 — мигматиты по гранодиоритам; 13 — гранодиориты.

ваны и смяты совместно с вмещающими породами. Иногда такие жилы интенсивно окварцованы, альбитизированы и несут богатую редкометаллическую минерализацию, локализирующуюся и в участках метасоматического изменения метабазитов — амфиболитизации, биотитизации, альбитизации и т. п. (Белолипецкий и др., 1967). Все эти данные свидетельствуют о крайнем многообразии геологических условий и факторов формирования щелочных гранитов, обусловивших их значительное петрографическое разнообразие. В этой же связи находится и выявленная в последнее время более широкая пространственная связь со щелочными гранитами щелочных и нефелиновых сиенитов, чем это было известно на Кольском полуострове ранее.

Сахарйокский и Кульйокский массивы пространственно связаны со щелочными гранитами массива Западных Кейв. Небольшие дайки натролитовых сиенитов были К. О. Кратцем и Н. В. Янковской в 1940 г. найдены в районе северного контакта массива. Более крупные щелочные массивы обнаружены нами в юго-восточной части Западных Кейв (Батиева, Бельков, 1958, 1968а). Оба массива — Сахарйокский и Кульйокский — приурочены к глубинному разлому в архейском гранодиоритовом фундаменте, по которому внедрялись щелочные граниты, а до них габбро-анортозиты. Останцы и ксенолиты гранодиоритов и метагаббро-анортозитов в этой зоне находятся среди щелочных гранитов. Сахарйокский массив приурочен к подковообразному останцу (выступу фундамента), сложенному мелкозернистыми олигоклазовыми гранитами и метагаббро-анортозитами, окруженными щелочными гранитами (рис. 12). Массив имеет сложное строение. Он вытянут в северо-западном направлении, имеет длину 7 км при максимальной ширине около 2 км в северной части и представляет собой круто наклонное на восток—северо-восток дайкообразное тело с отходящими от него пологими апофизами. Лежащий бок и апофизы сложены щелочными сиенитами ранней интрузивной фазы. В всячем боку преобладают нефелиновые сиениты, более поздние по отношению к сиенитам, которые в контакте с нефелиновыми сиенитами перекристаллизованы и метасоматически изменены. И сиениты, и нефелиновые сиениты воздействуют на вмещающие гранодиориты, габбро-анортозиты и щелочные граниты. В сиенитах лежачего бока находятся останцы и ксенолиты гранодиоритов. В нефелиновых сиенитах присутствуют ксенолиты гранодиоритов, щелочных гранитов и щелочных габброидов (шонкинитов), вероятно, ранней интрузивной фазы. Кроме того, среди них залегают пластообразные мало мощные (от 50 до 5 м) тела меланократовых существенно слюдяных сиенитов, протягивающихся на несколько километров.

В нефелиновых сиенитах, петрографически близких миецитам и отличающихся от них лишь присутствием эгирина, а также обилием акцессорных минералов (циркона, флюорита, бритолита и пироклора), отчетливо проявлена линейная ориентировка цветных минералов. Трахитовидность следует параллельно контактным поверхностям, линейность под крутыми углами погружается к северо-востоку в сторону падения пород. В контактах нефелиновых сиенитов с ксенолитами и с вмещающими породами происходит собирательная перекристаллизация пород с образованием крупных пойкилопорфировобластов щелочного амфибола. Аналогичная перекристаллизация наблюдается и в сиенитах под влиянием нефелиновых сиенитов, причем лепидомелан сиенитов замещается феррогастингситом. Становление нефелиновых сиенитов завершилось возникновением ортотектических пегматитов, состав которых аналогичен составу материнских пород, но в них отсутствуют директивные текстуры. Таким образом, Сахарйокский щелочной массив сформировался в несколько интрузивных фаз, в условиях внешней пассивности рамы, которой служили олигоклазовые граниты и габбро-анортозиты фундамента



Р и с. 12. Геологическая карта Сахар'юкского массива. Составили И. Д. Батиева, И. В. Бельков.

1 — диабазы; 2 — нефелиновые сиениты с пойкилобластами амфибола; 3 — миаскиты существенно эгириновые; 4 — эгирин-лепидомелановые миаскиты; 5 — меланократовые нефелиновые сиениты; 6 — щелочные габброиды; 7 — существенно амфиболовые сиениты; 8 — существенно лепидомелановые сиениты; 9 — лепидомелан-феррогастингситовые граниты; 10 — эгириновые граниты; 11 — эгирин-арфведсонитовые граниты; 12 — эгирин-арфведсонитовые граниты с энigmatитом; 13 — габбро-анортозиты; 14 — гранодиориты; 15 — гнейсовидность; 16 — линейность: вертикальная (а), под углом (б), горизонтальная (в); 17 — трахитоидность; 18 — зоны милонитизации.

и щелочные граниты. По-видимому, в наиболее раннюю фазу интродировали по разлому северо-западного простирания щелочные габброиды и меланократовые эгириин-лепидомелановые сиениты, образовавшие протяженное дайкообразное тело. Затем по дополнительным разломам внедрились щелочные лепидомелан-феррогастингситовые сиениты и завершили формирование массива нефелиновые сиениты, оказавшие значительное влияние на породы ранних интрузивных фаз. Все породы массива и окружающей его рамы рассекаются дайкой диабаз северо-восточного простирания. Внешняя сложная форма массива определяется формой магматической камеры и характером разломов, по которым поступала щелочная магма.

Кульйокский щелочной массив, расположенный к юго-востоку от Сахарйокского, приурочен к контакту щелочных гранитов с гнейсами лебяжинской свиты. Массив имеет форму круто падающей, почти вертикальной дайки, вытянутой в широтном направлении. Мощность дайки около 200 м, по простиранию она прослежена на 1.2 км, насколько позволяет естественная обнаженность. Сиениты, слагающие массив, неоднородны по составу и текстуре. Различаются меланократовые мелкозернистые сиениты, мезократовые и лейкократовые сиениты. Последние наиболее распространены, часто содержат пегматоидные обособления с нефелином и микроклином. По составу сиениты близки пуласкитам и лаурвикитам. Меланократовые сиениты приурочены к зоне контакта с гнейсами. Сиениты массива обладают отчетливой гнейсовидностью и линейной ориентировкой минералов. Падение плоскости гнейсовидности, согласной с простиранием дайки, вертикально. Линейность погружается к востоку под углом 20—35°.

Непосредственные контакты сиенитов с вмещающими породами не обнажены. Контакты с гнейсами сближены до 2—3 м. Между сиенитами и щелочными гранитами отсутствуют обнажения в полосе шириною до 100 м. В то же время дайка сиенита рассекает жилу щелочного гранита в биотитовом гнейсе, что определяет более молодой возраст сиенитов. Следовательно, небольшой Кульйокский сиенитовый массив представляет собой сложную дайковую интрузию и обнаруживает как сходные, так и отличительные черты по сравнению с Сахарйокским щелочным массивом. Судя по находкам в делювии обломков нефелиновых сиенитов, можно ожидать наличие в юго-восточной части Западных Кейв и других небольших массивов щелочных пород, не выявленных в связи с плохой естественной обнаженностью района.

Присутствие массивов щелочных пород можно ожидать в участках магмавыводящих разломов.

Механизм внедрения магмы

Рассмотрение примеров, иллюстрирующих многообразие условий залегания щелочных гранитов и сиенитов на Кольском полуострове, различие размеров, форм и внутреннего строения массивов, петрографического разнообразия слагающих их пород позволяют, на наш взгляд, однозначно решить вопрос о происхождении пород изученной формации как первично-магматических, связанных с внедрением магм по зонам глубинных разломов в жестком кристаллическом фундаменте, заложенных в нижнем и активизированных в среднем протерозое. Дополнительная информация о механизме внедрения щелочногранитных магматических расплавов и условиях становления интрузий может быть получена путем детального структурного изучения строения массивов с применением макро- и микро-структурного анализа (Полканов, 1946; Елисеев, 1953; Баддингтон, 1963; Перикалина, 1966; Слободской, 1971, и др.). Первые результаты подобного

исследования, выполненные при участии автора, были обобщены еще в 1958 г. (Гинзбург, 1958б). С учетом проведенных нами дополнительных наблюдений могут быть сделаны в настоящее время некоторые общие выводы и заключения. Важнейшим является тот факт, что все без исключения интрузивные тела щелочных гранитов обладают отчетливым анизотропным внутренним строением. Макроскопически эта анизотропия проявлена в закономерной пространственной ориентировке цветных минералов, наличии линейной, реже плоско-параллельной текстур и гломеротакситовых структур. Микроскопически устанавливается также сопряженная и закономерная ориентировка оптических осей кварцевых зерен в породах.

Различаются два типа линейной ориентировки цветных минералов (амфибола, пироксена, лецидомелана).

1. Цветные минералы в породе находятся в виде параллельно ориентированных призматических единичных зерен или их веретенообразных и линзообразных скоплений.

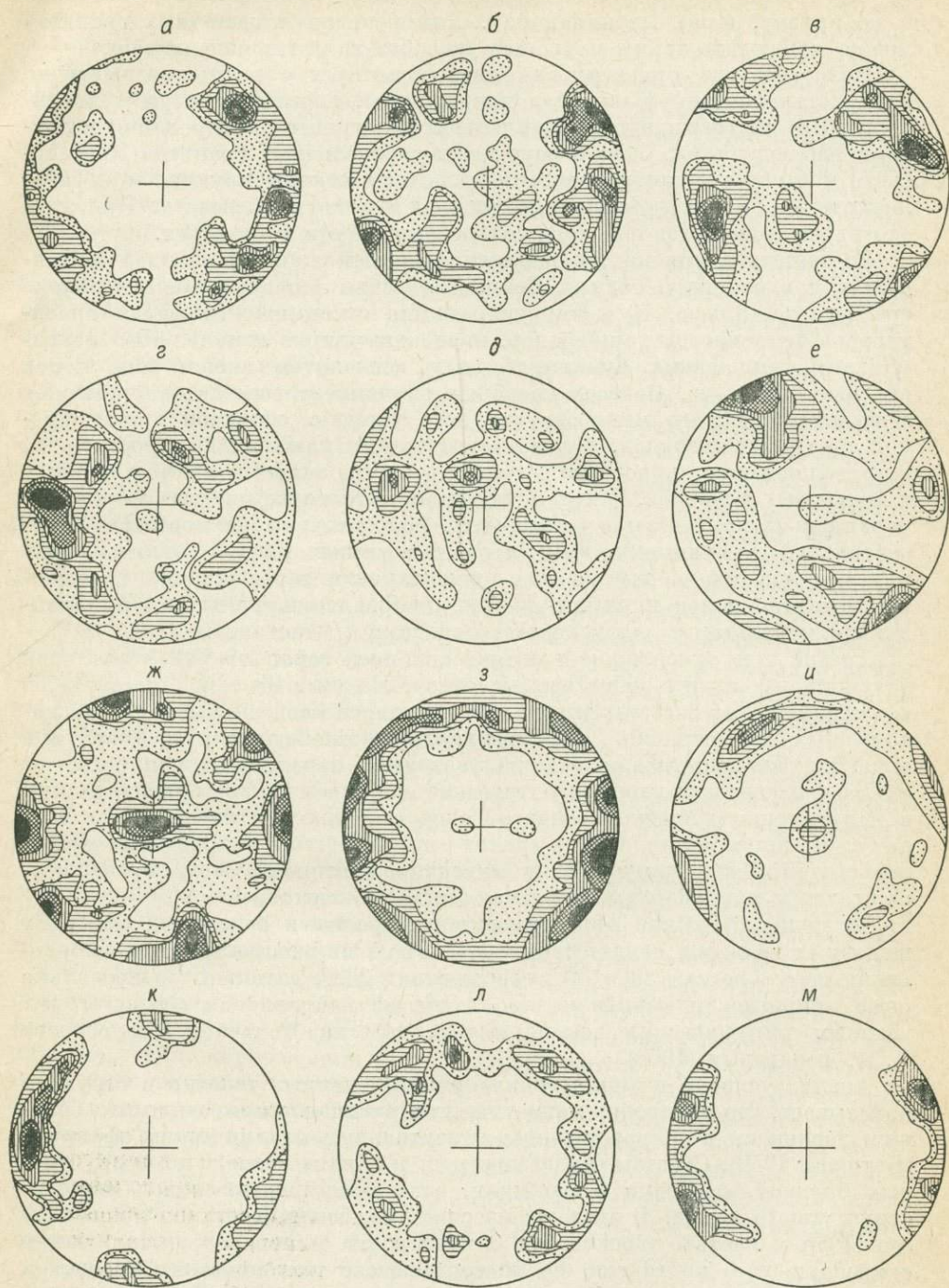
2. Линейная ориентировка определяется образованием параллельно ориентированных полос или лент, длиной до 10—15 см, образованных скоплениями удлинённых зерен цветных минералов.

Наиболее характерен и повсеместно наблюдается первый тип линейной ориентировки, в то время как второй свойствен жильным первичным гнейсам, распространенным в небольших дайковых интрузиях Канозерско-Колвицкого района, в контактных участках Кожуынгского, Иоканьгского и других массивов.

Следует отметить, что многие наблюдатели не отличают линейную ориентировку цветных минералов от «гнейсовидности» — плоско-параллельных текстур — в щелочных гранитах, распространенных относительно мало. Линейная ориентировка в щелочных гранитах отсутствует лишь в редких случаях — в участках метасоматической перекристаллизации гранитов в апикальных контактовых частях массивов, в аплитах и пегматитах. Плоско-параллельные текстуры щелочных гранитов, развитые иногда в контактных зонах и в маломощных дайках и следующие согласно с положением контактных поверхностей, обычно сочетаются с линейной ориентировкой цветных минералов, располагающейся в плоскости гнейсовидности. Плоско-параллельная и линейная анизотропия щелочных гранитов проявляется также в сопряженной деформации (рассланцевании, будинировании и т. п.) ксенолитов вмещающих пород в процессе интрузии (рис. 13, см. вклейку).

Микроструктурное исследование образцов щелочных гранитов, ориентированных перпендикулярно линейной ориентировке цветных минералов, показывает, что всюду, где макроскопически устанавливается наличие директивных текстур, в породах наблюдается и сопряженная ориентировка оптических осей кварца (Батиева, 1958; Иванов, 1958а; Фиженко, 1958, и др.). Все характерные типы ориентировки оптических осей кварцевых зерен, свойственные щелочным гранитам Кольского полуострова, приведены на диаграммах (рис. 14). На рис. 14, б—е ориентировка выражена слабо, узор диаграмм близок анизотропному, хотя и намечаются отдельные максимумы. Подобный характер узора свойствен гранитам с относительно слабо проявленной линейностью в пластинообразных межформационных плутонах типа гарполитов, в которых после заполнения магматической камеры проявились процессы эманационной дифференциации и аутометасоматической перекристаллизации пород.

Рис. 14 а, з, л — оптические оси зерен кварца группируются в поясах с отдельными максимумами внутри них. Пояса принадлежат к обычному типу, параллельному плоскости, перпендикулярной направлению линейности. Отдельные максимумы в этих поясах характеризуют преимущественную ориентировку зерен кварца по призме, или по базопинакоиду.



Р и с. 14. Ориентировка оптических осей кварца в щелочных гранитах Кольского полуострова.

Граниты массива Западных Кейв (Иванов, 1958): а — в контакте, б — в 4 км от контакта, в — центральная часть; граниты массива Стрельнинского (Иванов, 1958): г — вблизи контакта, д — центральная часть, е — в контакте; ж — порфировидный гранит массива Белых гундр (Фиженко, 1958); з — гранит из подводящей дайки массива Западных Кейв (р. Сахарйок); и — гранит Иоканьгского массива; к, л — граниты Канозерского массива; м — из жилы гнейса-бластомилонита к западу от Канозерского массива.

В отдельных случаях наблюдается преимущественная ориентировка и по призме, и по базопинакюиду. Для некоторых щелочных гранитов можно наблюдать также поясовый узор без наличия максимумов.

Поясовый тип ориентировки свидетельствует о движении частично раскристаллизованной магмы в направлении, перпендикулярном линейности. Это подтверждается и данными структурного картирования и другими наблюдениями. Так, в зоне контакта щелочных гранитов Канозерского массива с метаперидотитами последние биотитизируются и амфиболизуются, в них возникает вторичная мелкая плейчатость. При этом оси плек располагаются параллельно линейности в гранитах.

Соответствие линейности направлению осей плек в сланцах наблюдалось и в районе Западных Кейв. В массиве Западных Кейв в районе среднего течения р. Кульйок наблюдается отчетливая линейная ориентировка темноцветных минералов, перпендикулярно направлению максимального уплощения будинированных ксенолитов вмещающих пород (см. рис. 13, *a—e*). Во всех подобных случаях отмечается закономерное сочетание поясового микроструктурного узора с линейной ориентировкой цветных минералов. Подобные сочетания наиболее распространены в крутопадающих дайкообразных телах — подводящих каналах линейных и кольцевых плутонов. В них линейная ориентировка цветных минералов параллельна контактам и имеет очень пологие углы наклона или горизонтальна. По-видимому, при интрузии частично раскристаллизованной магмы происходило вращение и ориентировка зерен кварца и темноцветных минералов перпендикулярно направлению движения и параллельно контактам с вмещающими породами (*R*-тектониты).

Третий тип ориентировки оптических осей зерен кварца характерен для жильных и штокообразных массивов. На рис. 14, *м* и отчасти 14, *и* наблюдается две системы эквивалентных плоскостей скальвания, расположенных симметрично. Дифференциальные движения при этом типе ориентировки совершались в направлении, параллельном плоскостям (hOl) и (hOl), вследствие чего оптические оси зерен кварца ориентируются в направлении движения магмы. Такое строение тектонитов указывает на то, что при кристаллизации гранит растягивается в направлении линейной ориентировки темноцветных минералов, которое в этом случае соответствует и направлению движения магмы (*S*-тектониты).

Изучение линейной ориентировки минералов в отдельных массивах щелочных гранитов свидетельствует, что больше распространены направления северо-восток 30° и 60° , северо-запад 330° , а также, но несколько реже, широтное и меридиональное. Эти же направления соответствуют главным тектоническим зонам, выявленным на Кольском полуострове В. А. Токаревым (1968).

Анализ условий возникновения ориентированных текстур и структур показывает, что внедрение магматических расплавов проходило под большим давлением и сопровождалось значительным механическим эффектом (Батиева, 1958). Об этом свидетельствует и обилие ксенолитов и эруптивных брекчий, особенно в массивах, залегающих среди пород нижнего структурного этажа. В этих же массивах наиболее отчетливо проявлены линейная и частью плоскостная ориентировка минералов, сопряженные с поверхностью контактов, но не согласные с тектоническим строением вмещающих пород рамы. Как отмечают многие исследователи, в том числе В. С. Коптев-Дворников (1955), А. А. Полканов (1955), Б. Я. Хорева (1962) и др., интрузивный процесс является синтетектоническим, т. е. магматизм и тектонические процессы взаимообусловлены, одновременно возникают и развиваются. Дж. Робертс (1972) предполагает, что формирование глубинных разломов происходит только при активной магматической деятельности, что именно магматизм определяет образование глубинных разломов, а не наоборот.

Как показано выше, взаимосвязь между формированием глубинных разломов, по геофизическим данным, достигающих поверхности Моховичича, и магматизмом (основным, кислым и щелочным) на Кольском полуострове отчетливо проявлена начиная с нижнего протерозоя и особенно в среднем протерозое. Большой фактический материал свидетельствует также о высокой механической активности магмы щелочных гранитов и сиенитов. Признавая существенное значение ее механического воздействия на вмещающие породы при завоевании пространства (интрузии), рассмотрим некоторые дополнительные данные и соображения об особенностях этого процесса.

Наиболее характерными типами интрузивных тел формации щелочных гранитов и сиенитов являются крупные сложные дайки, неполнокольцевые тела и штоки, крупные межформационные пластинообразные тела в трещинах срывов, гарполиты и многочисленные сателлитные жилы и дайки. Все они приурочены к широким зонам глубинных разломов, особенно к участкам пересечения разломов различного порядка. Их формированию на заключительных стадиях среднепротерозойского тектогенеза предшествовали крупные излияния основных и более кислых эффузивов и основной интрузивный магматизм. Таким образом, не вызывает сомнения приуроченность интрузий щелочных гранитов и сиенитов к зонам растяжения в земной коре, служивших проводниками, выводившими на поверхность или в верхние этажи земной коры, огромные массы расплавов преимущественно основного состава. По своему объему они в десятки раз превышают объемы последующих гранитных интрузий. В этой связи характерна приуроченность массивов щелочных гранитов кольцевого и центрального типов к участкам мощного развития преимущественно среднепротерозойского основного магматизма (интрузивного и эффузивного) — к обрамлению имандра-варзугского синклиория и к Иоканьскому глубинному разлому.

Интрузии центрального типа и кольцевые дайки изучались многими исследователями (Anderson, 1936; Billings, 1943; Мархинин, 1964; Авдеев, 1965; Свешникова, 1968, 1973, и др.), однако механизм их формирования до конца не раскрыт.

Согласно Б. М. Андерсону (Anderson, 1936), цилиндрические разломы возникают при котлообразном оседании, связанном со снижением давления в магматических очагах при интрузии магмы. На основании экспериментальных исследований В. А. Невский (1971) полагает, что образование цилиндрических трещин отрыва возможно и при силовом воздействии внедряющейся магмы, направленном снизу вверх на породы кровли, или обратном — сверху вниз, при оттоке магмы снизу и резком снижении давления. При перемещении под давлением магмы блоков вверх возникают куполовидные вздутия кровли и оперяющие конические, центриклинальные и периклиналильные трещины отрыва. Радиус кривизны куполовидных вздутий, а, следовательно, и размеры массивов зависят от мощности кровли. Согласно В. А. Невскому, радиус кривизны куполов возрастает с увеличением мощности кровли, но при значительных ее мощностях вздутия кровли не возникает, образуются лишь цилиндрические трещины отрыва.

Как показывают наши материалы, выводы В. А. Невского представляются в основном справедливыми. Роль механической активности магмы щелочных гранитов и щелочных сиенитов при формировании плутонов дайкового и центрального типов не вызывает сомнения. Намечается и взаимосвязь размеров массивов центрального типа и глубины их формирования. Так, среди пород нижнего структурного этажа в районе между Белыми тундрами и юго-восточной частью Западно-Кейвского массива диаметр кольцевой структуры составляет 35—40 км. Мощность эродированной кровли здесь не менее 10—12 км. В районе Понойского

массива, где кольцевыми разломами разбиты гнейсы и сланцы кейвской серии, мощность которых ориентировочно составляет около 7—8 км, диаметр кольцевых структур — 15—20 км. В Пурначском массиве, где отчетливо устанавливается наличие куполовидной структуры массива и кровли, сложенной метаэффузивами серии имандра-варзуга и имевшей здесь мощность порядка 5—6 км, диаметр массива минимальный — 6—9 км.

Следует обратить внимание и на тот факт, что в центральных частях кольцевых структур обычно располагаются породы, имеющие меньшую глубину формирования, чем окружающие породы рамы. Последнее обстоятельство может свидетельствовать о механизме оседания центральных частей блоков при оттоке магмы в момент излияния предшествующих эффузивов и интрузий и резком снижении давления. Этим, по-видимому, следует объяснить появление малоглубинных фаций гранодиоритов (мелкозернистые гранодиориты, гранодиорит-порфиры и др.) в ядре полукольцевой структуры массива Западных Кейв, присутствие кианитовых сланцев среди щелочных гранитов Понойского массива. В то же время среди щелочных гранитоидов кольцеобразных интрузий встречаются ксенолиты глубинных пород фундамента, по-видимому вынесенные с током магмы.

При анализе интрузивного процесса возникают вопросы о природе механической активности гранитной магмы в верхних горизонтах земной коры, об условиях становления гранитных массивов и о причинах пульсационности — многофазность интрузивного процесса. Имеются основания предполагать, что механическая активность магмы в верхних горизонтах земной коры, помимо внутренней энергии, связана также с градиентом плотностей самой магмы и окружающих пород.

Наблюдающееся во всех массивах присутствие ксенолитов и отторженцев пород кровли свидетельствует о проявлении в широких масштабах механизма обрушения кровли и погружения в магму ее обломков, имевших более высокую плотность, чем плотность магмы. Представляется очевидным, что действие механизма обрушения кровли и давление магмы на окружающие породы, определяющие ее продвижение вверх, будут иметь место до тех пор, пока не произойдет снижение давления магмы и выравнивание плотностей магмы и вмещающих пород кровли. Следовательно, на уровне становления массивов плотности пород массива и его рамы в конечном счете должны быть соизмеримыми. Выполненное определение плотностей щелочных гранитов ряда массивов и вмещающих их пород (Батиева, Тюремнов, 1972) показывает удивительно близкую их корреляцию (табл. 5).

Таблица 5

Плотность щелочных гранитов и вмещающих пород

Массив	Вмещающие породы	Плотность, г/см ³	
		гранитов	вмещающих пород
Иоканьгский Белых тундр Западных Кейв: нижний контакт верхний контакт	Гранодиориты	2.69	2.69—2.71
	»	2.62	2.62—2.64
	»	2.65	2.65
	Гнейсы	2.63	2.63—2.68

К сходным выводам, основанным на других примерах, пришел Дж. Робертс (1972) при анализе механизма интрузии магмы в земную кору.

Обращают на себя внимание те факты, что многофазными обычно являются плутоны щелочных гранитов и сиенитов дайкового или центрального типа, т. е. имеющие значительную вертикальную протяженность, причем их формирование часто завершается внедрением лейкократовых аплитовых гранитов и пегматитов. Наиболее вероятное объяснение этих фактов заключается в представлении о развитии процессов дифференциации магмы на глубоких уровнях магматической колонны или в промежуточном магматическом очаге, в результате чего возникают расплавы с пониженной плотностью, приобретающие в силу этого способность к продвижению в верхние уже закристаллизовавшиеся части интрузива. Естественно, что наиболее поздними дифференциатами могут явиться лейкократовые, обогащенные летучими, низкотемпературные расплавы с наименьшей возможной плотностью, внедрением которых и завершается интрузивный процесс. Интрузии щелочных пород выводились по тем же разломам, что и щелочные граниты, образуя свой ряд дифференциатов от щелочных габброидов до нефелиновых сиенитов.

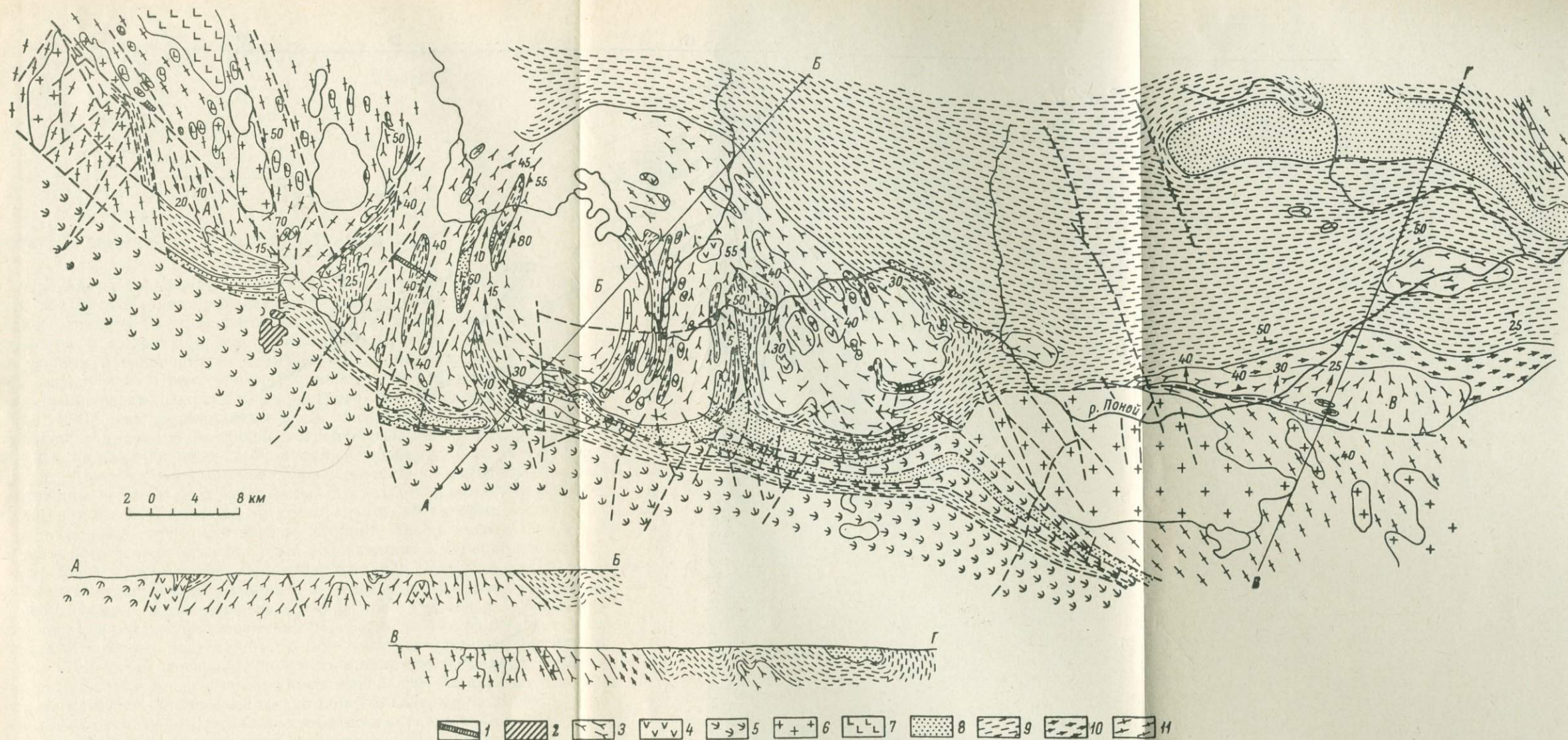
Обобщение приведенных выше материалов позволяет сделать следующие заключения.

Возникновение комплекса разнообразных пород, в совокупности образующих на Кольском полуострове формацию щелочных гранитов и сиенитов, связано с завершающими этапами среднепротерозойского тектогенеза, определившего становление платформенного режима на территории Балтийского щита.

Пространственное размещение интрузий щелочных гранитов и сиенитов строго контролируется системой глубинных разломов, достигающих по геофизическим данным поверхности Мохо, и сопряженных с ними оперяющих разломов. Интрузиям щелочных гранитов предшествовали излияния и интрузии основных и ультраосновных магм, контролируемые этими же глубинными разломами. В зависимости от глубины эрозийного среза массивы щелочных гранитов и сиенитов размещаются среди пород различных структурных этажей и отличаются разнообразием своего строения и размерами. Среди пород нижнего (архейского) структурного этажа преимущественно распространены дайковые, кольцевые и штокообразные массивы средних размеров, сложенные лепидомеланферрогастингситовыми разновидностями пород формации. На границе нижнего и следующего (нижнепротерозойского) структурного этажа и среди стратифицированных толщ этого этажа размещаются пологозалегающие пластинообразные массивы типа гарполитов среднего и крупного размеров, сложенные преимущественно эгирин-арфведсонитовыми разновидностями гранитов. В породах третьего структурного этажа — среднепротерозойских основных метаэффузивах — размещаются единичные массивы арфведсонит-эгириновых гранитов центрального типа и небольшие дайковые тела лепидомелановых гранитов. В зонах магмавыводящих разломов встречаются трещинного типа небольшие массивы сиенитов и нефелиновых сиенитов.

Внутренняя структура массивов щелочных гранитов и сиенитов самостоятельная и, как правило, не согласна с тектонической структурой окружающей рамы. Частичной конформностью обладают лишь верхние контакты пологозалегающих согласных или ложносогласных пластобразных интрузивных залежей. В верхних экзоконтактах подобных массивов породы подвергаются сильной перекристаллизации и метасоматическому изменению. В верхних эндоконтактах граниты нередко несут редкометальную минерализацию. Во всех массивах в породах главных интрузивных фаз отчетливо проявлены первичномагматические директивные текстуры и структуры, определяющиеся линейностью и в меньшей мере плоскостным параллелизмом цветных минералов, а также ориентировкой оптических осей зерен кварца (*R*- и *S*-тектониты).

В гранитах массивов, залегающих в нижнем структурном этаже и наиболее глубоко эродированных, наряду с ксенолитами пород рамы присутствуют ксенолиты глубинных ультраосновных пород, что служит дополнительным указанием на глубинность источника гранитных магм. Об этом же свидетельствует наличие в гранитах и граносиенитах шпиров меланократового состава. В прикровлевых частях массивов щелочных гранитов характерно обилие отторженцев и ксенолитов кровли, образование эруптивных брекчий, что наряду с повсеместным развитием первичнонейсовых фаций в гранитах свидетельствует о проявлении значительной механической активности гранитной магмы и существенной роли механизма обрушения кровли в интрузивном процессе на его конечных стадиях.



Р и с. 8. Схематическая геологическая карта и разрезы района верхнего и среднего течения р. Поной. Составила И. Д. Батиева с использованием материалов В. Г. Гаскельберга и М. Т. Козлова.

1 — дайки диабазов; 2 — ультраосновные щелочные породы массива р. Песочной; 3 — щелочные граниты; 4 — ультраосновные и основные породы среднего протерозоя; 5 — нерасчлененные породы серии имандра-варзуга; 6 — анатектит-граниты (нижний протерозой); 7 — основные породы (нижний протерозой); 8 — сланцы кейвской серии; 9 — гнейсы кейвской серии; 10 — сланцеватые амфиболиты тундровой серии; 11 — гранодиориты и мигматиты архея. Массивы: А — Лаврентьевский, Б — Понойский, В — Пачинский.

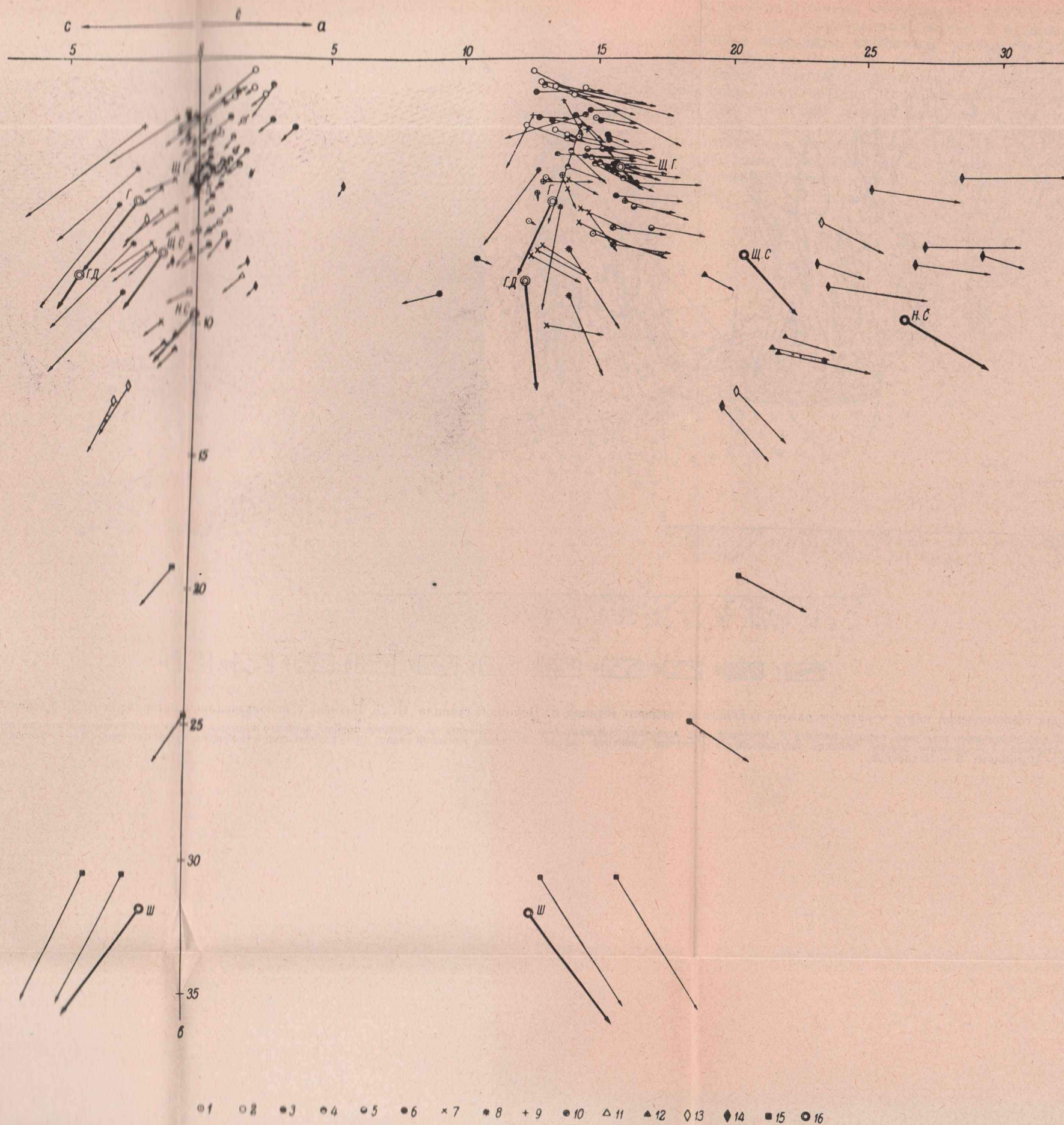


Рис. 84. Химический состав пород формации щелочных гранитов и сиенитов. По А. Н. Заварицкому.

1 — магнетит-эгириновые граниты; 2 — арфведсонит-эгириновые граниты; 3 — эгирин-арфведсонитовые граниты; 4 — эгирин-арфведсонитовые граниты с энigmatитом; 5 — энigmatит-арфведсонитовые граниты; 6 — лепидомелановые граниты с эгирином; 7 — лепидомелан-феррогастингситовые граниты; 8 — авгит-лепидомелановые гранодиориты; 9 — лепидомелановые граниты с феррогастингситом; 10 — граносиениты; 11 — кварцевые сиениты; 12 — щелочные сиениты; 13 — нефелинсодержащие сиениты; 14 — нефелиновые сиениты; 15 — средние типы пород по Делю; 16 — нефелиновые сиениты; Ш. — шонкинит.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ФОРМАЦИИ

Некоторые замечания к классификации

При современных возросших требованиях петрографии к характеристике горных пород необходимо прежде всего определение их качественного и количественного минерального состава как породообразующих, так и аксессуарных минералов, текстурно-структурных особенностей, выявление свойств породообразующих минералов и анализа их парагенетических ассоциаций. Приступая к детальному изучению вещественного состава гранитоидов Кольского полуострова, мы установили (Батиева, Бергман, 1962), что традиционным путем подсчета минералов в шлифах невозможно с удовлетворительной погрешностью определить количественный состав даже главных компонентов, не говоря уже об аксессуарных минералах. Поэтому нами применялся специально разработанный метод количественно-весового (фазового) анализа средних проб. Из невыветрелых участков пород отбирались штучные пробы, из которых в свою очередь составлялись представительные средние пробы, весом от 8—10 до 50 кг, в зависимости от текстурных особенностей и зернистости пород. После дробления от них квартованием отделялось 100 г навески для полного фазового анализа с выделением и весовым определением содержания породообразующих и аксессуарных минералов. Подобная однотипная (контролируемая и воспроизводимая) обработка проб гранитоидов всех формаций Кольского полуострова, в том числе и формации щелочных гранитов и сиенитов, позволила получить сопоставимые данные о содержании породообразующих и аксессуарных минералов. По этим же средним пробам определялся химический состав пород и содержание в них редких и рассеянных элементов. Всего было отобрано и обработано более 110 проб пород формации щелочных гранитов и сиенитов и около 200 проб гранитоидов других формаций.

В результате выполненного трудоемкого исследования выявились новые данные о составе щелочных гранитов, о разнообразии и закономерностях их пространственного распределения. Остановимся на рассмотрении самого понятия «щелочной гранит», поскольку единообразие в его определении отсутствует.

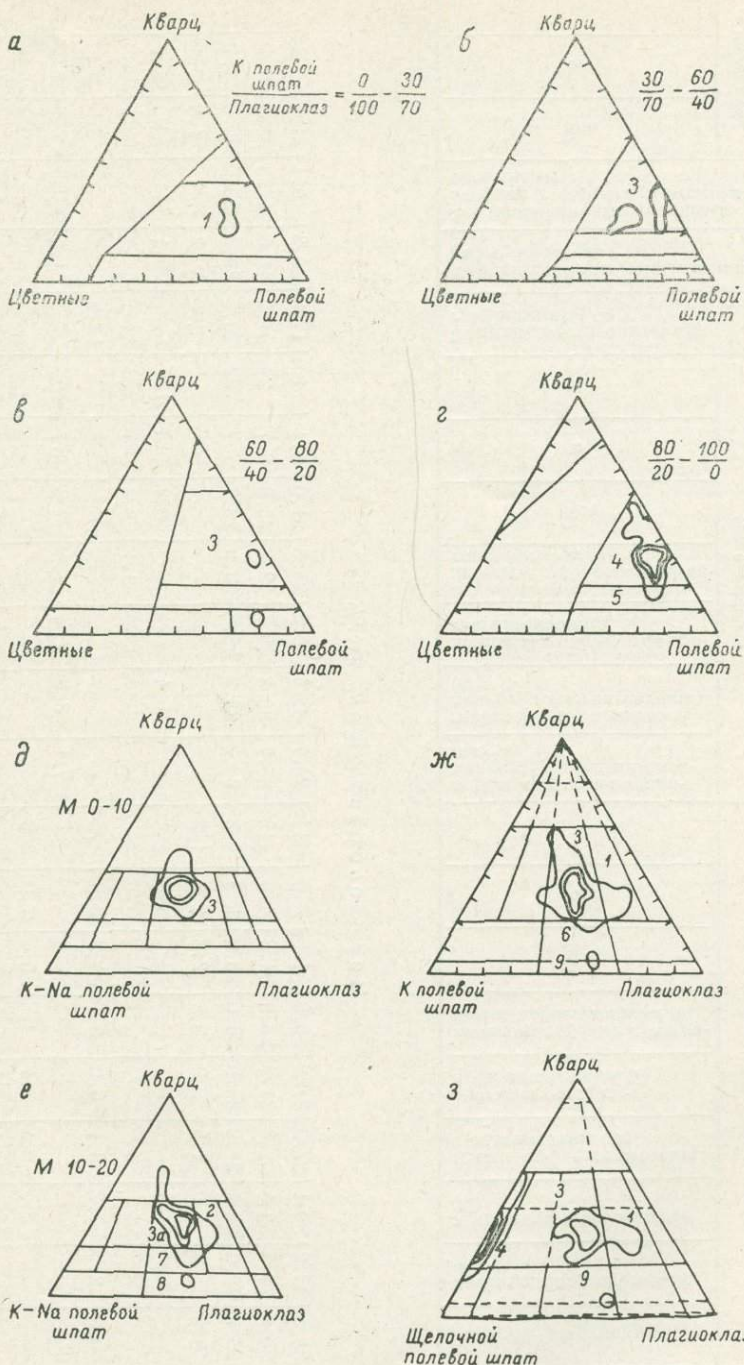
Большинство петрографов (Левинсон-Лессинг, 1935; Луцицкий, 1949; Чумаков, 1954; Заварицкий, 1955; Гинзбург, 1952; Мурхауз, 1963; Хуан, 1965; Даминова, 1967; Воробьева, Ефимова, 1973; Саранчина, Шинкарев, 1973, и др.) к щелочным относят граниты, содержащие щелочные (Na-Ca-Fe) пироксены и амфиболы, как впервые это сделал в 1896 г. Г. Розенбуш, который писал, что «щелочной гранит — богатый щелочами, особенно натрием, гранит, в котором цветная часть — рибекит, арфведсонит, эгирин, вообще щелочной амфибол или пироксен». К этой же группе он относит и нордмаркит, а щелочные граниты подразделяет на рибекитовые, арфведсонитовые, эгириновые и др. (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963, стр. 90).

В то же время А. Н. Заварицкий (1955), А. М. Даминова (1967) считают, что в щелочном граните не должно быть содержащего известь плагиоклаза. Г. М. Саранчина и Н. Ф. Шинкарев (1973) к характеристической особенности щелочных гранитов относят отсутствие и кислого плагиоклаза. У. Т. Хуан (1965) указывал на обилие в некоторых разновидностях щелочных гранитов аноклаза и натрового плагиоклаза. Некоторые исследователи к собственно щелочным гранитам также относят лишь однополевошпатовые породы и появление в них альбита связывают с вторичными процессами и выделяют группу щелочных «апогранитов» (Беус и др., 1962; Гендлер и др., 1963; Фельдман, 1969а; Зырянов, 1965, и др.).

Во избежание односторонних или недостаточно обоснованных суждений по вопросам классификации пород, относимых к семейству щелочных гранитоидов по особенностям их минерального состава, следует обратиться к рассмотрению фактического материала о качественном и количественном составе петрографически достаточно разнообразных пород, образующих на Кольском полуострове определенное формационное единство. С этой целью данные количественного минерального состава щелочных гранитоидов нанесены на широко используемые диаграммы классификации гранитоидов по их минеральному составу (рис. 15). Как видим на диаграммах Б. М. Куплетского (1953), породы формации щелочных гранитов и сиенитов ложатся в поля собственно щелочных гранитов, аляскитов, гранитов, гранодиоритов, кварцевых сиенитов и сиенитов (рис. 15, *а—з*); на диаграммах М. Н. Кетрис и Б. К. Львова (1968) — в поля гранитов, меланократовых гранитов, адамоллитов, лейкократовых сиено-диоритов и гранодиоритов (рис. 15, *д, е*); И. В. Гинзбург и др. (1962) — в поля нормальных гранитов, гранодиоритов, кварцевых монцонитов и монцонитов (рис. 15, *ж*), и наконец, А. Л. Штрекайзена (Strecker, 1967) — в поля щелочных гранитов, гаридиоритов, сиенитов и монцонитов (рис. 15, *з*).

Подобная неопределенность положения щелочных гранитоидов, с одной стороны, свидетельствует о несовершенстве самой систематики гранитоидов и, с другой — говорит о том, что нельзя на одних и тех же диаграммах сравнивать гранитоиды, содержащие в составе темноцветных минералов щелочные и железистые пироксены, амфиболы и слюды (эгириновит, эгириновит, рибекит, арфведсонит, катофорит, кроссит, гастингсит, феррогастингсит, лепидомелан) и не содержа их.

Следовательно, за семейством щелочных гранитоидов целесообразно сохранить определение, первоначально предложенное Г. Розенбушем, относя к ним разнообразные по составу породы, классификационным признаком которых является обязательное присутствие щелочно-железистых минералов. В зависимости от содержания кварца, состава и соотношения полевых шпатов среди них могут быть выделены граниты, гранодиориты, граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты. Что касается полевых шпатов, ограничения, предлагаемые некоторыми петрографами для щелочных гранитов, нам не представляются правомерными. Среди щелочных гранитов во многих провинциях преобладают двуполевошпатовые разновидности. Результаты экспериментов Таттла и Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958), позволившие им обосновать выделение однополевошпатовых (высокотемпературных) гиперсолъвус-гранитов и двуполевошпатовых (средне- и низкотемпературных) субсолъвус-гранитов, дают полное основание относить к первичным и неизменным породам щелочные граниты и граносиениты как однополевошпатовые, так и содержащие наряду с калиевым полевым шпатом альбит, альбит-олигоклаз и даже андезин. Непосредственные петрографические наблюдения также свидетельствуют о том, что различные соотношения и состав полевых шпатов в породах формации щелочных гранитов и сиенитов определяются условиями кристаллизации, а не валожеными процессами. Наиболее часто присутствуют



Р и с. 15. Положение щелочных гранитоидов Кольского полуострова на диаграммах составов.

а-г — по Б. М. Куплетскому (1953); д-е — по М. П. Кетрис, Б. К. Львову (1968); ж — по И. В. Гинзбург и др. (1962); з — по А. П. Штрекайзену (Streckeisen, 1967). Поля: 1 — гранодиориты; 2 — меланократовые существенно плагиоклазовые граниты; 3 — граниты (3а — меланократовые граниты); 4 — щелочные граниты и аляскиты; 5 — кварцевые сиениты; 6 — кварцевые мондониты; 7 — адамелиты; 8 — лейкократовые сиено-диориты; 9 — мондониты.

Среднее содержание породообразующих и аксессуарных минералов в главных разновидностях щелочных гранитоидов Кольского полуострова

Минерал	Эгирин-арфведсонитовые гранаты									Лепидомелан-феррогастингситовые гранитоиды							Эгирин-арфведсонитовые граносениты (3)	Феррогастингсит-лепидомелановый граносенит (1)	Лепидомелановые кварцевые сениты с феррогастингситом и авгитом (4)	Щелочные гранитоиды		
	магнетит-эгириновые (11)	арфведсонит-эгириновые (8)	эгирин-арфведсонитовые (22)	эгирин-арфведсонитовые с энigmatитом (12)	энigmatит-эгирин-арфведсонитовые (7)	лепидомелановые с эгирином и арфведсонитом (6)	\bar{X} (66)	<i>s</i>	<i>V</i>	порфиридные лепидомелан-феррогастингситовые (4)	нейсовицкие лепидомелан-феррогастингситовые (6)	лепидомелановые с феррогастингситом (5)	лепидомелановые гранодириты с феррогастингситом и авгитом (4)	\bar{X} (49)	<i>s</i>	<i>V</i>				\bar{X} (90)	<i>s</i>	<i>V</i>

Породообразующие, вес.%

Кварц	35.8	33.2	30.1	27.5	27.2	39.9	31.6	6.6	14	28.7	31.4	36.8	25.3	31.0	5.1	16	17.2	22.2	5.1	31.4	8.9	18
Плагиоклаз	29.6	27.8	32.5	32.8	31.8	29.9	31.2	4.6	15	33.7	30.2	29.7	42.2	33.8	6.7	20	41.6	40.5	47.3	31.6	6.1	19
Микроклин	25.6	28.9	28.4	28.9	28.9	26.0	28.0	2.3	8	20.2	28.2	28.8	13.9	23.7	7.7	32	26.5	29.9	30.0	27.0	4.4	16
Эгирин	3.6	5.9	1.0	1.5	2.9	0.3	2.3	2.3	102	—	—	—	—	—	—	—	1.0	0.2	—	1.8	2.3	128
Эгирин-авгит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.4	—	—	0.2	0.3	137	—	0.4	4.2	+	—	—
Авгит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.1	0.3	0.7	220	—	—	—	+	—	—
Арфведсонит	0.8	2.7	7.2	8.1	6.0	0.1	4.9	3.8	76	—	—	—	—	—	—	—	12.3	—	—	3.8	3.9	102
Феррогастингсит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.1	6.0	0.4	1.4	3.8	3.7	96	—	1.6	10.5	0.8	2.3	277
Энigmatит	—	+	—	0.4	3.1	+	0.4	1.0	206	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.3	0.9	298
Лепидомелан	+	0.4	0.1	0.1	—	1.8	0.3	0.8	274	9.1	1.1	3.3	11.8	5.6	4.8	85	—	3.4	2.0	1.5	3.2	215
Кальцит	+	—	—	—	+	—	+	—	—	—	—	0.1	—	+	—	—	+	—	+	+	—	—
Мусковит	—	+	+	—	+	+	+	—	—	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—

Акцессорные, г/т

Циркон	4003	1389	1453	737	494	1526	1600	2700	163	918	797	372	485	645	411	64	228	571	111	1400	2400	169
Сфен	2741	107	590	1112	389	303	907	1932	213	5076	5291	450	295	3081	3501	114	2365	411	923	1131	2467	185
Эпидот	8	11	4	+	—	+	4	15	404	—	308	42	167	143	357	249	—	+	—	33	173	511
Ортит	7.4	—	—	—	—	—	+	9	817	198	644	181	29	299	434	145	—	—	—	65	232	356
Чевкинит	444	4.3	25	8.3	5	44	89	382	430	+	—	—	49	10	26	246	+	201	—	70	336	476
Астрофиллит	—	309	686	993	2	127	347	1086	312	+	+	—	—	+	—	—	—	—	—	268	963	359
Гранат	57	1.6	+	6.3	+	12.6	3	12	427	43	6	369	10.2	109	3861	351	+	—	14	26	181	700
Магнетит	30180	1807	806	25	271	18349	7193	1440	200	408	18479	6572	15175	11107	10545	95	39	13426	—	8019	13619	170
Мартит	32	8	8	13	5	1315	124	955	773	—	34	73	—	30	83	276	—	—	75	101	840	824
Ильменит	756	2424	2980	2538	339	26	1977	2400	122	2059	476	110	3823	1417	2168	153	2094	1966	4038	1836	2351	128
Рутил	3	8	+	2.5	+	+	2	—	—	—	1	+	—	+	—	—	+	2	—	+	—	—
Лейкоксен	180	20	71	120	20	83	89	198	221	+	3	100	5	28.8	73	253	90	64	13	15	179	273
Торит	12	12.6	7.4	—	—	40	8	25	312	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	22	358
Фергусанит	25	—	+	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
Эвксенит	0.8	6.4	47	5.5	—	—	17	97	572	—	—	3	—	+	—	—	—	—	—	13	86	642
Пирохлор	0.5	1.5	+	—	+	+	0.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	—	—
Титано-циобаты	0.3	0.1	—	0.2	1.4	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
Монацит	63	166	123	31	15	221	105	166	158	—	8	3	43	13	34	263	+	—	—	85	151	178
Ксенотим	+	+	+	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	+	—	—
Апатит	231	2.4	71	657	191	1.1	197	786	398	2027	293	89	2354	1038	1260	121	833	55	2179	380	962	253
Бритолит	132	—	+	0.9	+	+	30	116	398	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23	103	450
Бастнезит	4.5	6.4	28	2.4	+	—	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
Флюорит	309	470	953	170	244	925	568	751	132	612	693	130	10.2	387	635	164	278	59	—	522	726	139
Шпинель	—	—	+	+	—	9.6	+	—	—	—	+	+	—	+	—	—	+	—	—	+	—	330
Пирит	8.1	—	3.1	—	2	0.7	3	16	497	59	32	93	82	64	104	161	—	123	1628	17	55	—
Сфалерит	—	+	+	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
Молибденит	+	+	+	+	1	+	+	—	—	0.5	1	—	—	+	—	—	+	—	—	+	—	—
Гематит	—	+	15	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
Халькозин	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—
Самородное железо	—	—	+	+	—	+	+	—	—	—	—	2	4	1.5	—	—	—	+	—	+	—	—
Висмутин	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
Пирротин	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
Халькопирит	—	—	—	—	+	—	+	—	—	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—

Примечание. Здесь и далее: в скобках количество проанализированных проб, X — средние данные; S — стандартное отклонение; V — коэффициент вариации (в %), + — содержание минерала в породе < 1 г/т.

микроклин, микроклий-пертит, альбит и альбит-олигоклаз, редко андезин. В зависимости от наличия или отсутствия последнего могут быть выделены гранодиориты и граниты.

Ранее было принято в зависимости от качественного состава и количественного содержания тех или иных минералов давать породам собственные наименования. Например, Брёггер в 1906 г. (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963) равномернозернистый существенно арфведсонитовый гранит назвал экеритом, а породу промежуточного между щелочным гранитом и щелочным сиенитом (щелочной граносиенит) — нордмаркитом. Оставляя открытым вопрос о собственном наименовании кольских разновидностей пород формации щелочных гранитов и сиенитов и следуя общим рекомендациям комиссии по наименованию пород (Воробьева, Ефремова, 1973), в основу группировки пород формации мы кладем темновесные минералы, соотношение полевых шпатов и кварца в соответствии с фактическими наблюдениями.

Таким образом, в семействе кольских щелочных гранитоидов мы выделяем следующие группы и разновидности пород.

1. Эгирин-арфведсонитовые граниты (магнетит-эгириновые, арфведсонит-эгириновые, эгирин-арфведсонитовые, эгирин-арфведсонитовые с энigmatитом, энigmatит-эгирин-арфведсонитовые, лепидомелановые с эгирином и арфведсонитом).

2. Лепидомелан-феррогастингситовые граниты (лепидомелан-феррогастингситовые и лепидомелановые с феррогастингситом).

3. Авгит-лепидомелановые гранодиориты.

4. Граносиениты и кварцевые сиениты (лепидомелан-феррогастингситовые и эгирин-арфведсонитовые).

Выше отмечалась пространственная приуроченность авгит-лепидомелановых гранодиоритов к нижнему структурному этажу и участкам глубокого эрозионного среза, эгирин-арфведсонитовых гранитов — к среднему и верхнему структурным этажам, менее глубоко вскрытым эрозией. Лепидомелан-феррогастингситовые граниты занимают в общем промежуточное положение.

Наиболее широкое площадное распространение имеют граниты первой группы, слагающие около 80% площади, занятой породами формации, и около 40% их объема (при экстраполяции на глубину до 10 км). На долю авгит-лепидомелановых гранодиоритов приходится около 10% площади и до 30% объема пород формации. Лепидомелан-феррогастингситовые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты соответственно занимают около 10% площади и 30% общего объема.

Разница в соотношении площадей распространения и объемов щелочных гранитоидов различных петрографических групп обусловлена наблюдающейся взаимосвязью между формой, размером и условиями залегания интрузивных тел и составом слагающих их пород. Естественно, что приведенные величины имеют приближенное значение, но характеризуют тенденции и порядок явлений.

Петрографическое описание большинства групп и разновидностей щелочных гранитов приведено в сборнике «Щелочные граниты Кольского полуострова» (1958) и в ряде других работ (Куплетский, Воробьева, 1930; Полканов, Елисеев, 1941; Батиева, Бельков, 1953; Батиева, Бергман, 1962; Бельков, Батиева, 1963, 1965; Батиева, Бельков, 1968а; Батиева, 1972 и др.). Поэтому ниже приводится краткая обобщенная петрографическая характеристика выделенных групп пород формации. Несколько детальнее характеризуются ранее не описанные породы. В связи с наличием тесной пространственной связи со щелочными гранитами сиенитов и нефелиновых сиенитов Сахарьинского и Кульинского массивов последние также коротко рассмотрены. Средние данные по минеральному составу гранитоидов приведены в табл. 6.

Петрографическая характеристика пород

Эгирин-арфведсонитовые граниты хорошо обнажены на всей территории их распространения, особенно на вершинах и склонах возвышенностей. Они легко выветриваются, и для их коренных выходов характерны сглаженные, округлые очертания глыб. Окраска эгирин-арфведсонитовых гранитов разнообразная и варьирует от серо-розовой, светло-розовой и светло-желтой до желто-розовой, малиново-красной и бурой. Желтые, красные и бурые тона, как правило, связаны с выделениями окислов железа, окрашивающих полевые шпаты.

По текстурным признакам различаются массивные порфировидные и равномернозернистые граниты и граниты с линейной и плоскостной ориентировкой темноцветных минералов, выраженной более или менее отчетливо. По зернистости выделяются мелкозернистые (с размером зерен в поперечнике до 0.5 мм), среднезернистые (0.5—1 мм) и крупнозернистые (> 1 мм) граниты. В отдельных участках отмечаются пегматоидные обособления с размером зерен до нескольких сантиметров. Для гранитов наиболее типичными являются гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая структуры, реже отмечаются порфировидная, гранобластовая и катакlastическая.

Минеральный состав эгирин-арфведсонитовых гранитов определяется постоянным присутствием кварца, микроклина и альбита, а среди темноцветных — эгирина, щелочных амфиболов (катофорита, арфведсонита, кроссита, рибекита), энigmatита, иногда лепидомелана и астрофиллита. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом, монацитом, флюоритом, астрофиллитом, ильменитом, магнетитом. В шлихах были обнаружены ксенотим, гранат, рутил, лейкоксен, фергусонит, эвксенит, пирохлор, бритоцит, шпинель, пирит, сфалерит, молибденит, галенит, халькопирит, гематит, пирротин и др.

Кварц, микроклин и альбит в типичных разновидностях этих гранитов содержатся примерно в равных количествах. Коэффициент вариации лейкократовых минералов гранитов в пределах разновидностей колеблется от 4 до 16%, а в целом по всей группе составляет для кварца 14%, микроклина — 8%, альбита — 15%.

Содержание суммы темноцветных минералов и акцессорных минералов также сравнительно устойчиво — колеблется в пределах 9—15%. Наибольшие различия намечаются по соотношению темноцветных минералов.

При общей выдержанности содержания меланократовых и лейкократовых минералов эгирин-арфведсонитовых гранитов в большинстве массивов, сложенных ими, четко по составу различаются тела с крутым и пологим залеганием. В пологих пластинообразных, гарполитообразных и лополитообразных телах довольно хорошо выражена вертикальная дифференцированность, проявленная в изменении соотношения содержания кварца и альбита, а также в изменении состава и соотношения темноцветных и акцессорных минералов.

Нижние части пологозалегающих тел вблизи подводящих каналов и сами дайкообразные подводящие каналы чаще всего сложены разновидностями, условно отнесенными к эгирин-арфведсонитовым гранитам; в них постоянно присутствует энigmatит, довольно обычными являются эгирин-авгиты и Ca-Na амфиболы типа катофорита-кроссита-гастингсита, что сближает эти граниты с феррогастингситовыми разновидностями. Вверх по разрезу они сменяются преобладающими эгирин-арфведсонитовыми гранитами с альбитом (№№ 3—5), не содержащими энigmatита.

Вблизи верхних контактов в пологозалегающих пластинообразных телах эгирин-арфведсонитовые граниты сменяются арфведсонит-эгириновыми, которые в непосредственном контакте с породами кровли часто

представлены магнетит-эгириновой разновидностью, участками богато минерализованной (циркон, чевкинит, бритолиит, монацит, бастнезит и др.).

Щелочные граниты, слагающие мелкие жилы и апофизы главных массивов, представлены преимущественно лепидомелановыми гранитами с эгирином (эгирин-авгитом), арфведсонитом (рибекитом), магнетитом. Среди этих гранитов встречаются и амазонитовые разновидности. Изучению зональности в распределении породообразующих и акцессорных минералов в гранитных массивах посвящен ряд работ (Амшевский, 1960; Орлова и др., 1968; Karner, 1968, и др.). Наличие проявлений зональности в распределении породообразующих минералов в щелочных гранитах массивов Кольского полуострова отмечали А. М. Иванов (1958б), Б. А. Юдин (1958а), И. В. Бельков (1962а), И. Д. Батиева (1966), И. Д. Батиева и И. В. Бельков (1972б) и др. Особенно отчетливо подобная зональность проявлена в гранитах, слагающих сложной формы массив Западных Кейв. Для выяснения характера распределения породообразующих и акцессорных минералов в гранитах этого массива было нами собрано и изучено около 40 проб, взятых по отдельным профилям и участкам. На рис. 16 приведены три типичных разреза через массив, характеризующие разные глубины эрозионного среза, и диаграммы, иллюстрирующие изменение количественного состава породообразующих и акцессорных минералов.

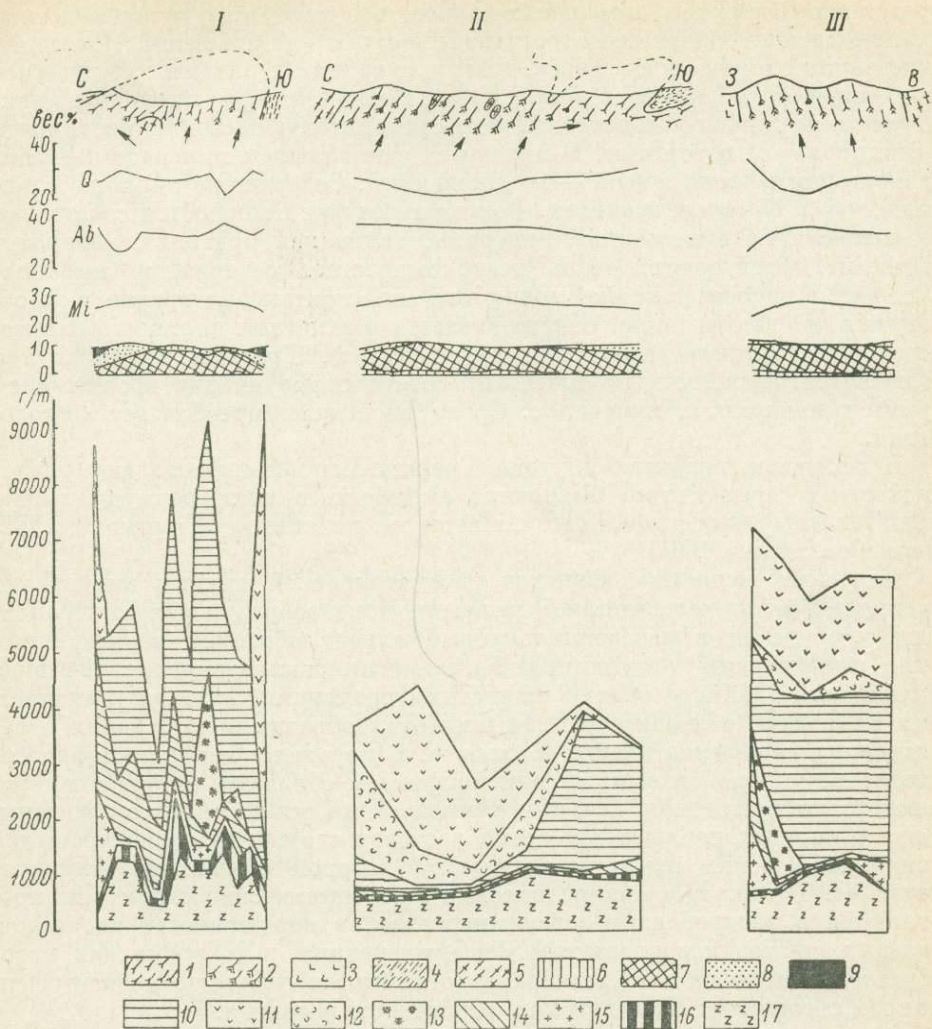
Разрез *I* (гора Видепахк—р. Рова). Граниты приурочены к антиклинальной складке в гнейсах. Северный контакт пологий, граниты погружаются под гнейсы. Южный контакт крутой, опрокинутый. В непосредственной зоне контакта с гнейсами в гранитах уменьшается содержание кварца и увеличивается содержание альбита и эгирина. В составе акцессорных минералов резко увеличивается содержание магнетита, сфена, полностью исчезает ильменит. В пологом верхнем контакте значительно увеличивается содержание флюорита и апатита. Для всего профиля в целом, помимо циркона, характерна ильменит-флюорит-апатит-монокитовая ассоциация акцессорных минералов. В отдельных пробах определены чевкинит, бритолиит, эвксенит. Этот разрез отличается наиболее резкими колебаниями содержания акцессорных минералов, повышенным содержанием минералов редких земель и флюорита.

Разрез *II* (оз. Средний Лентьявр—гора Юмперуайв). В северной части разреза гранитами выполнен круто падающий разлом, в южной части они внедряются в гнейсы кейвской серии, выполняя полости отслоения. К контакту с гнейсами в щелочных гранитах наблюдается увеличение содержания кварца и эгирина и уменьшение содержания альбита и энigmatита.

Наиболее типичными акцессорными минералами этого разреза являются циркон, сфен и ильменит. В южной части разреза — в гранитах, как и в разрезе *I*, резко снижается содержание сфена, увеличивается роль ильменита, флюорита и монацита.

Разрез *III* (среднее течение реки Кульйок). Граниты образуют дайкообразное тело между габбро-анортозитами и гранодиоритами архея. Они характеризуют наиболее глубинные фации гранитов этого массива (подводящий канал). Для породообразующих минералов по сравнению с гранитами, залегающими в гнейсах, получены меньшие средние содержания кварца и эгирина, эгирин-авгита, более высокое содержание альбита и энigmatита. Типичными акцессорными минералами являются циркон, ильменит, сфен. Вблизи контактов с вмещающими породами увеличивается содержание апатита. В контакте с габбро-анортозитами повышается содержание флюорита, появляется астрофиллит.

Как следует из приведенных данных, по мере увеличения глубины эрозионного среза уменьшается содержание кварца и несколько увели-



Р и с. 16. Распределение породообразующих и аксессуарных минералов по трем профилям (I—III) через массив щелочных гранитов Западных Кейв.

I — эгирип-арфведсонитовые граниты; 2 — энigmatит-эгирип-арфведсонитовые граниты; 3 — габбро-анортозиты; 4 — биотитовые гнейсы и метасоматиты по гнейсам; 5 — гранодиориты и мигматиты по гранодиоритам; 6 — энigmatит; 7 — арфведсонит; 8 — эгирип; 9 — магнетит; 10 — ильменит; 11 — сфен; 12 — лейконсен; 13 — астрофиллит; 14 — флюорит; 15 — апатит; 16 — монацит, чевкинит, бритолит, эвксенит; 17 — циркон.

чивается содержание плагиоклаза (альбит № 5—7). Падает содержание эгирина, он часто сменяется эгирип-авгитом, повышается роль энigmatита. Циркон-сфен-ильменит-апатит-флюоритовая ассоциация аксессуарных минералов сменяется циркон-ильменит-флюорит-апатит-монацитовой (в пластообразных телах), при этом снижается роль сфена и увеличивается содержание ильменита и монацита. Подобные же взаимоотношения наблюдаются в других массивах, но выражены менее отчетливо.

Особо следует остановиться на эндоконтактных (магнетит-эгириновых) и жильных (лепидомелановых с эгирином и арфведсонитом) гранитах. Зоны эндоконтактов мощностью от нескольких метров до десятков метров почти всегда обогащаются магнетитом. Цветной минерал в них обычно

представлен эгирином, в меньших количествах присутствуют арфведсонит и лепидомелан. Граниты эти обогащены кварцем или альбитом. Поведение акцессорных минералов в эндоконтактных гранитах различно. Акцессорные минералы образуют в зоне контакта магнетит-сфен-циркон-флюоритовую или циркон-магнетит-чевкинит-бритолитовую ассоциации, иногда с фергусонитом и торитом. В первом случае главным минералом — концентратором редких земель — является сфен. Содержание циркона в них ниже, чем в обычных гранитах. Во втором случае появляются собственно редкоземельные акцессорные минералы, такие как бритолит, чевкинит, бастнезит, фергусонит, очень резко возрастает содержание циркона. Флюорит в непосредственной зоне этого типа контактных гранитов не образуется, а, как правило, обнаруживается в заметных количествах в породах экзоконтакта (гнейсах и амфиболитах). Граниты жильных тел отличаются несколько повышенным содержанием кварца и снижением суммы темноцветных минералов. Среди последних преобладает лепидомелан.

В щелочных гранитах плутона Гремяха-Вырмес преобладают разновидности с энigmatитом. Щелочные амфиболы в них преимущественно представлены кросситом, гастингситом и рибекитом (Бергман, 1962; Подканов и др., 1967).

Для всех щелочных гранитов рассматриваемой группы характерно преимущественно ксеноморфное развитие породообразующих минералов. При этом кварц и несдвоенный альбит образуют изометричные зерна с округлыми контурами, решетчатый микроклин выделяется в виде удлиненных таблиц с более извилистыми границами, а зерна темноцветных минералов обладают изрезанными бухтообразными контурами и заключают в себе зерна кварца и альбита. В породах с гипидиоморфнозернистой структурой известным идиоморфизмом обладают альбит и микроклин, в то время как кварц и темноцветные минералы ксеноморфны. Реже в породах наблюдается гранобластовая структура, развивающаяся локально в зонах перекристаллизации, которой обычно предшествует катаклиз. В этих случаях реликтовые катакlastические структуры проявляются в раздроблении зерен минералов, в нарушении двойников полевых шпатов и в волнистом угасании кварца, в то время как новообразованные зерна этих минералов отличаются свежестью, ненарушенностью строения и бластическим характером развития.

Оптические свойства темноцветных минералов, особенно щелочных амфиболов, отличаются значительной изменчивостью и перекрытием свойств, не позволяющими в ряде случаев однозначно устанавливать их принадлежность. Оптические свойства пироксенов — эгирина, эгирин-авгита, эгирин-диоксида более определены, но и они колеблются в широких пределах. Характеристика их приведена ниже, при описании породообразующих минералов.

Среди акцессорных минералов в шлифах постоянно отмечаются апатит, сфен, циркон, флюорит, астрофиллит, монацит, эвксенит и рудные. Апатит бывает включен в альбит и кварц. Идиоморфные кристаллы циркона выделяются между зернами лейкократовых минералов, флюорит образует резко ксеноморфные выделения. Сфен, астрофиллит и рудные минералы обычно ассоциируются с темноцветными минералами.

Порфирировидные эгирин-арфведсонитовые граниты, распространенные в массиве Белых тундр и прилегающих массивах и жилах, по составу аналогичны описанным гранитам, но резко отличаются своей порфирировидной структурой, обязанной наличием среди общей равномернозернистой матрицы породы крупных до 1 см в поперечнике порфирировидных выделений микроклин-пертита.

От других разновидностей резко отличаются как по составу, так и по строению приконтактные разновидности гранитов. Часто в отдель-

ных участках они испытывают альбитизацию или окварцевание, сопровождающиеся почти полным замещением цветных минералов аксессуарными, содержание которых возрастает и достигает нескольких процентов. Минерализованные граниты имеют своеобразный пятнистый облик, обусловленный гломеротакситовым строением — наличием узловатых выделений и скоплений минералов, прежде всего аксессуарных.

Наиболее типичными для приконтактовых гранитов (магнетит-эгириновых) являются гранобластовые и пойкилобластовые структуры с реликтами аллотриоморфнозернистой и гицидоморфнозернистой структур. Таким образом, устанавливается весьма значительное разнообразие рассматриваемых пород, выделенных в группу эгирин-арфведсонитовых. Выделение этой группы также весьма условно лишь по преобладанию в них эгирина и арфведсонита. Но в то же время в выделенных разновидностях пород существуют все переходы составов цветных минералов от эгирина до эгирин-авгита и арфведсонита в катофорит, феррогастингсит, реже рибекит.

Лепидомелан-феррогастингситовые граниты с переменным соотношением цветных минералов, иногда с примесью эгирин-авгита, характерны для Кольвицко-Канозерского района, иногда ими сложены глубокие зоны массива Западных Кейв, Иоканьгский, Низъяврский, частично Коютынгский, массивы, дайки и жилы среди пород нижнего структурного этажа. Обычно граниты хорошо обнажены, обладают отчетливой отдельностью, слабо поддаются выветриванию.

По внешнему виду породы порфириовидные или равномернозернистые, массивные или гнейсовидные, имеющие розово-серую, серо-фиолетовую окраску. Обычно в них проявлен плоскостной и линейный параллелизм в распределении цветных минералов. Большей частью породы средне- и мелкозернистые имеют гицидоморфнозернистую, аллотриоморфнозернистую или порфириовидную, реже гранобластовую и катакластическую, гранулитовую структуры.

По текстурно-структурным особенностям различаются две преобладающие петрографические разновидности лепидомелан-феррогастингситовых гранитов: порфириовидные и гнейсовидные граниты.

Главные минералы, слагающие лепидомелан-феррогастингситовые граниты: кварц, плагиоклаз (альбит-олигоклаз, олигоклаз) и микроклин. Постоянно присутствуют феррогастингсит и лепидомелан, в переменных количествах могут находиться эгирин-авгит, салит-авгит и авгит. Наиболее типичными аксессуарными минералами являются сфен, циркон, ортит, апатит, флюорит, пирит, магнетит, ильменит. Последние два минерала либо встречаются совместно, либо присутствует один ильменит (Иоканьгский массив), либо один магнетит (Канозерский массив). Кроме перечисленных аксессуарных минералов спорадически встречаются эпидот, чевкинит, монацит, астрофиллит, гранат, мартит, рутил, лейкоксен, шпинель, молибденит и др.

Порфириовидные лепидомелан-феррогастингситовые граниты имеют неравномернозернистое сложение, розовато-серую окраску, темноцветные минералы в них образуют линейно-ориентированные сгустки, а полевые шпаты выделяются в форме крупных таблитчатых порфириовидных вкрапленников, размером до 1—2 см в поперечнике. Плагиоклаз часто обладает неравномерным зональным погасанием, полисинтетически сдвойникован, подвержен серицитизации. Нередко крупные выделения плагиоклаза как бы слипаются в единые агрегаты, сростающиеся с феррогастингситом. Это может свидетельствовать об их раннем выделении (Жабин, 1974), на что также указывают и взаимоотношения плагиоклаза с микроклином.

Порфириовидные выделения решетчатого микроклина обычно включают зерна плагиоклаза, или микроклин образует кайму вокруг пла-

гиоклаза типа «антирапакиви». Микроклиновья решетка часто бывает деформирована.

Пироксен в породах в общем редок. Отдельные его реликтовые зерна отмечаются внутри зерен феррогастингсита.

Феррогастингсит ($N_g = 1.719-1.720$, $N_m = 1.714-1.716$, $N_p = 1.695-1.696$; $2V = 60-70^\circ$; $c : N_g = 18^\circ$; плеохроизм от темного сине-зеленого по N_g до желтого зеленовато-желтого по N_p) образует крупные выделения, соизмеримые с порфирированными выделениями микроклина и плагиоклаза. Форма его ксеноморфных зерен в шлифах неправильная, с изрезанными очертаниями. Обычно он содержит множество включений акцессорных минералов, и по нему развивается лепидомелан. Химический состав феррогастингсита приведен в табл. 16.

Лепидомелан развивается по феррогастингситу в виде пластинчатых агрегатов или выделяется самостоятельно в виде скоплений, реже единичных табличек в основной матрице породы. Последняя сложена агрегатом полевых шпатов, кварца и лепидомелана, размер которых преимущественно составляет 0.15—0.25 мм в поперечнике. Структура матрицы обычно аллотриоморфнозернистая, участками близка к гранофировой.

Характерной особенностью порфирированных лепидомелан-феррогастингситовых гранитов является присутствие в них округлых или слегка уплощенных шпиров, имеющих в поперечнике 3—5 см, сложенных более мелкозернистой плагиоклаз-амфиболовой породой, иногда с порфирированными вкрапленниками зонального плагиоклаза. Границы между шпиром и гранитом обычно отчетливые. Кроме шпиров среди порфирированных лепидомелан-феррогастингситовых гранитов встречаются более меланократовые участки, с плагиоклазом, который ситовидно прорастается кварцем.

Гнейсовидные лепидомелан-феррогастингситовые граниты отличаются от порфирированных повышенным содержанием микроклина и обычно меньшим содержанием лепидомелана. В них сравнительно часто присутствует эгирин-авгит. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом, реже олигоклазом. Внешне они характеризуются серовато-розовой окраской различных оттенков и более или менее отчетливой линейной и плоскостной ориентировкой темноцветных минералов. В большей части они среднезернисты, реже мелкозернисты.

В гранитах, обладающих гипидиоморфнозернистой структурой, наибольшую степень идиоморфизма имеет плагиоклаз, образующий удлиненные призматические зерна. Менее идиоморфным является микроклин, выделившийся в виде изометричных табличчатых кристаллов. Зерна плагиоклаза обычно корродированы микроклином и кварцем.

Кварц развивается ксеноморфно, находясь в промежутках между полевыми шпатами. Ксеноморфны по отношению к полевым шпатам также феррогастингсит и эгирин-авгит.

Эгирин-авгит встречается не повсеместно. Для него характерно непостоянство оптических свойств, иногда меняющихся в пределах одного образца ($2V = -62-69^\circ$; $c : N_p = 6-46^\circ$). Окраска эгирин-авгита бледно-зеленая, плеохроизм выражен слабо. Эгирин-авгит лишь в редких случаях не затронут процессами изменения, которые проявляются в его замещении феррогастингситом и опацизацией.

Феррогастингсит ($N_g = 1.719-1.722$, $N_p = 1.698-1.704$; $2V = 36-68^\circ$; $c : N_g = 15-24^\circ$) выделяется в форме зерен, имеющих неровные, изрезанные края. В породе чаще всего ксеноморфно развивается между зернами полевых шпатов и кварца, образуя при этом кучные скопления, как и в порфирированных гранитах. В феррогастингсит часто бывают включены акцессорные минералы: ортит, сфен, магнетит, циркон, апатит. Феррогастингсит обычно замещается лепидомеланом.

Лепидомелан встречается не во всех образцах. Он образует пластинчатые выделения. Для него характерен резкий плеохроизм от светлой зеленовато-бурой окраски по Np до темной буро-зеленой, почти черной по Ng и Nm; $Ng \approx Nm = 1.682$, $Np = 1.608$. Химический состав лепидомелана приведен в табл. 21.

Гнейсовидные лепидомелан-феррогастингситовые граниты нередко образуют переходы к щелочным гнейсам, blastsмилонитам, представляющим собой породы розового, серовато-розового до темно-серого цвета с отчетливой сланцеватой текстурой, обусловленной чередованием лейкократовых и существенно меланократовых слоев. Внутри таких слоев обычно наблюдается присутствие более или менее крупных порфирокластовых выделений плагиоклаза, микроклина, пироксена, амфибола, которые имеют линзовидную форму. В плоскости сланцеватости обнаруживается линейность, обусловленная вытянутостью в одном направлении линзовидных кварцевых зерен и темноцветных минералов. Структуры гнейсов-блaстмилонитов характеризуют различную степень милонитизации и перекристаллизации: гранопорфирокластовая, blastsмилонитовая и гранулитовая. Минеральный состав их соответствует лепидомелан-феррогастингситовым гранитам.

Лепидомелановые граниты с феррогастингситом и эгирин-авгитом чаще имеют аплитовидный облик, среднезернистое сложение, светло-розовую или серо-розовую окраску. В шлифах обнаруживается аллотриоморфная, гранобластовая структуры. Реже (в массиве горы Огородной) встречаются порфировидные структуры. Главными породообразующими минералами являются кварц, плагиоклаз, микроклин и лепидомелан. В гранитах с порфировидной структурой вкрапленники сложены микроклин-пертитом (Пазюк, 1958).

Для этой разновидности гранитов характерно, как и для лепидомелановых гранитов с арфведсонитом и эгирином, более высокое содержание кварца и меньшее — темноцветных минералов. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, ортитом, магнетитом, флюоритом, апатитом. Реже отмечаются эвксенит, монацит, ильменит и др.

Авгит-лепидомелановые гранодиориты, характерные для Кюютынского и близлежащих сателлитных массивов зоны сочленения Мурманского блока с Кейвским синклиниорием, отличаются от близких гранитов Иоканьгского массива пониженным содержанием кварца и микроклина, более высоким содержанием плагиоклаза и его бoльшей основностью, постоянным присутствием авгита.

Породы неравномернозернистые. В темно-серой мелкозернистой кварц-полевошпатовой с лепидомеланом матрице заключены крупные, до 2—3 см, порфировидные выделения плагиоклаза, реже микроклина, а также пироксена и реже амфибола.

Плагиоклаз вкрапленников имеет зональное строение: состав центральных зон может отвечать андезину, внешние зоны сложены олигоклазом. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован, двойники часто деформированы. В основной матрице плагиоклаз мелких зерен отвечает кислому олигоклазу (№№ 10—15).

Микроклин образует самостоятельные крупные порфировидные выделения, или мелкие изометричные зерна в основной матрице породы, а также каймы обрастания вокруг крупных кристаллов плагиоклазов. Иногда в основной матрице микроклин с кварцем встречаются в виде граиофировых сростков. Наблюдается возрастание содержания микроклина близ контактов массива и около крупных ксенолитов. Во вкрапленниках микроклин запылен гематитом и нередко содержит включения плагиоклаза.

Кварц выделяется в виде мелких ксеноморфных зерен в основной мелкозернистой матрице породы.

Среди темноцветных минералов более ранними являются авгит и феррогастингсит, образующие линейно ориентированные ступки крупных ксеноморфных зерен. Лепидомелан выделяется среди минералов мелкозернистой матрицы породы или развивается по феррогастингситу.

— Пироксен преобладает в меланократовых разновидностях пород. В шлифах он имеет удлиненную форму и в длину достигает 5—10 мм. Очертания зерен неровные, часто срastaются с плагиоклазом. Пироксен обладает совершенной спайностью и плеохроирует в светло-зеленых и серых тонах. Удлинение положительное, $2V = 55-60^\circ$; $c : Ng = 40-45^\circ$; $Ng = 1.712$, $Nm = 1.695$, $Np = 1.685$. Химический состав приведен в табл. 12. По составу, согласно Полдерваарту и Хессу (Poldervaart, Hess, 1951), он попадает в область авгита, близко к полю салита. Указанием на раннее выделение пироксена может служить его срастание с ранним, более основным плагиоклазом, обрастание его зерен феррогастингситом, замещение лепидомеланом.

Феррогастингсит присутствует в подчиненном количестве, выделяется в виде удлиненных зерен с неровными изрезанными границами и многочисленными включениями зерен кварца и аксессуарных минералов. Обладает резким плеохроизмом от светло-желтой до темной сине-зеленой окраски. $Ng = 1.720$, $Nm = 1.702$; $2V = 48-68^\circ$; $c : Ng = 19-24^\circ$. Часто феррогастингсит замещается лепидомеланом.

Лепидомелан является главным темноцветным минералом гранодиоритов. Он выделяется в виде мелких таблиц неправильной формы размером от 0.1 до 0.5 мм совместно с пироксеном и амфиболом и самостоятельно, в основной матрице породы. Для него свойственны красновато-коричневые до черных тона плеохроизма.

Преимущественно с темноцветными минералами ассоциируются и типичные аксессуары: циркон, апатит, сфен, чевкинит, ортит, магнетит, ильменит, пирит и др.

Для авгит-лепидомелановых гранодиоритов особенно характерно присутствие меланократовых плагиоклаз-пироксен-амфиболовых шлиров. С другой стороны, в массивах прослеживаются все постепенные переходы к нормальным щелочным лепидомелан-феррогастингситовым гранитам.

Лепидомелан-феррогастингситовые граносиениты и кварцевые сиениты встречаются совместно с щелочными гранитами и имеют с ними постепенные переходы, но нередко слагают самостоятельные дайкообразные тела. Наиболее часто они встречаются на территории Центрально-Кольского антиклинория между массивами Западных Кейв и Белых тундр, а также к северу от Лаврентьевского массива. Щелочными граносиенитами сложена значительная часть массива Гремяха-Вырмес (Полканов, Елисеев, 1941; Бергман, 1962), массив Чагвеуайв (Попов, 1901; Елисеев, 1958а; Дагелайский, 1964). Сиениты и граносиениты описаны А. И. Морозовым и А. М. Щукевичем (1958) в районе Малых Сальных тундр.

Породы этой группы по внешнему облику, текстурным и структурным особенностям, как и щелочные граниты, довольно разнообразны. Среди них встречаются равномернозернистые и порфировидные, массивные и гнейсовидные разновидности. По соотношению кварца и полевых шпатов различаются граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты, по составу темноцветных минералов — эгирин-арфведсонит-рибекитовые и лепидомелан-феррогастингситовые разновидности, эгирин-диопсидовые и др.

Равномернозернистые граносиениты распространены преимущественно в массиве Гремяха-Вырмес. По внешнему виду среднезернистые светлые, серовато-розового или желтовато-серого цвета породы гнейсовидного облика. От щелочных гранитов отличаются меньшим содержанием кварца и большим — рибекита, гастингсита и кроссита. В соответствии с ха-

рактором цветного минерала различаются эгириновые, эгирин-рибекиновые и гастингситовые граносиениты и сиениты (нордмаркиты). Они различаются также по преобладанию микроклина или альбита.

Структуры и текстуры граносиенитов обычные для щелочных гранитов: аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая. Значительно распространены проявления протоклаза и протобластеза, часто наблюдаются тонкие зонки бластомилонитов.

Порфиroidные граносиениты и кварцевые сиениты наиболее широко распространены на территории Центрально-Кольского антиклинория. По внешнему облику они представляют собой массивные породы характерного шоколадно-коричневого и бурого цвета. Сложены они крупными идиоморфными выделениями микроклин-пертита, часто содержащего вкрапленники полисинтетически сдвойникового плагиоклаза, размером 1—2 см и более, заключенными в основной ткани. Структуры пород — монзонитовая, порфиroidная, криптовая, промежутки между вкрапленниками обычно заполнены средне- и мелкозернистой массой, состоящей из полевых шпатов, кварца и темноцветных минералов. Часто и сами вкрапленники секутся многочисленными жилками, сложенными мелкозернистым агрегатом.

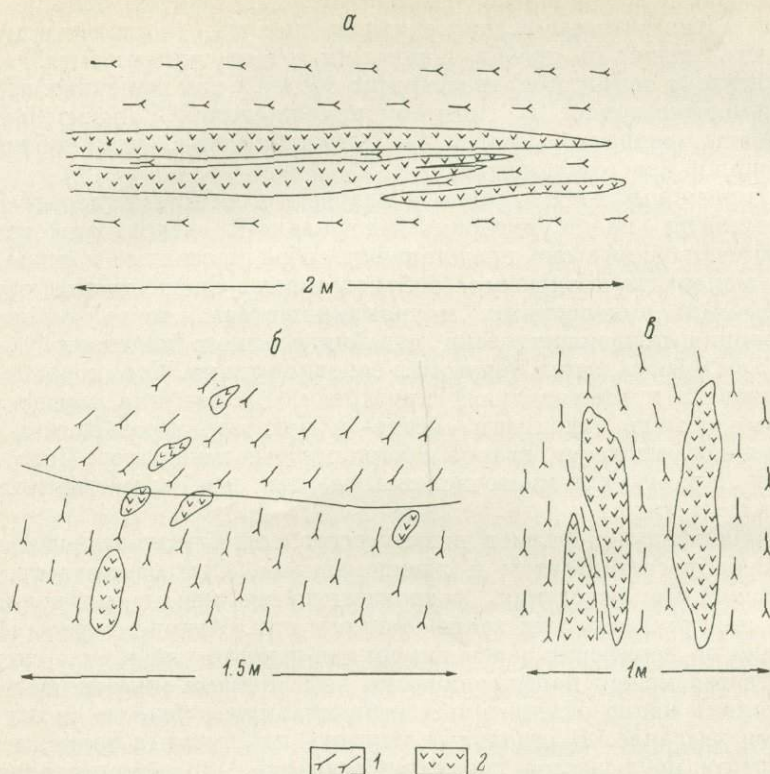
Темноцветные минералы в них представлены бледно-зеленым эгирин-авгитом, феррогастингситом и лепидомеланом. Они слагают скопления и ксеноморфные выделения, располагающиеся между микроклин-пертитом и плагиоклазом или заключенные в них. Кварц в породе образует включения по периферии зерен микроклин-пертита или в виде скоплений располагается между порфиroidными выделениями микроклин-пертита. В скоплениях кварц обычно имеет неправильную зубчатую форму зерен, волнистое угасание. В отдельных случаях на стыках с зернами микроклин-пертита наблюдается грануляция кварца, что характеризует протоклаз, возникающий в процессе интрузии.

В составе аксессуарных минералов в них постоянно встречаются циркон, магнетит, сфен, ильменит, чевкинит, апатит, монацит, флюорит, пирит. По составу, ассоциации и форме выделений они аналогичны аксессуарным минералам щелочных гранитов.

В порфиroidных щелочных граносиенитах, как и в порфиroidных лепидомелан-феррогастингситовых гранитах, можно наблюдать присутствие шпиров, сложенных мелкозернистой, более темной, чем граносиенит, породой диорит-сиенитового состава. Размер шпиров колеблется от 3—5 см в поперечнике до нескольких десятков сантиметров. Границы этих включений с граносиенитами обычно резкие и имеют слегка волнистую поверхность. Форма включений округлая или эллипсоидальная.

По характерным признакам структуры, выделениям микроклинпертита, наличию тонкополисинтетически сдвойникового плагиоклаза (преимущественно олигоклаза), феррогастингсита, лепидомелана, присутствию шпировых обособлений щелочные граносиениты близки порфиroidным лепидомелан-феррогастингситовым гранитам Иоканьгского массива, отличаясь от них несколько более высоким содержанием микроклина и меньшим содержанием кварца. Все выделенные разновидности щелочных гранитов имеют между собой постепенные переходы, что свидетельствует об их генетическом родстве.

Шпировые обособления имеют округлую или линзообразную форму. Округлые шпирь чаще встречаются в гранитоидах с порфиroidной структурой. В гранитах с отчетливо проявленной линейной ориентировкой темноцветных минералов шпирь вытянуты в направлении линейности. Размер шпиров колеблется от нескольких сантиметров до десятка сантиметров (рис. 17). Они четко отграничиваются от вмещающих гранитоидов, имеют более меланократовый облик и мелкозернистую структуру (рис. 18, см. вклейку).



Р и с. 17. Формы, размеры и расположение меланократовых шпиров (2) в щелочных гранитоидах (1).

a — массив Западных Кейв; *б* — Коютынгский массив; *в* — Иоканьгский массив.

По минеральному составу шпирь из различных гранитоидов довольно однообразны — сложены плагиоклазом, амфиболом, микроклином и биотитом, реже пироксеном (авгит или эгирин-авгит). Акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон, магнетит, ортит, ильменит. Структура аллотриоморфнозернистая с элементами порфировидной, пойкилитовой и лепидогранобластовой. Порфировидная структура определяется наличием более крупных выделений плагиоклаза с нечеткой зональностью, реже микроклин-пертита (размером от 0.3 до 0.5 мм). Амфибол часто соизмерим с вкрапленниками плагиоклаза, образует зерна с неровными контурами и включениями плагиоклаза, а также вместе с плагиоклазом составляет основную матрицу породы, размер зерен которой колеблется от 0.03 до 0.15 мм, редко крупнее.

Щелочные и нефелиновые сиениты в связи с щелочными гранитами и граносиенитами на Кольском полуострове известны в массивах Гремяха-Вырмес (Полканов, Елисеев, 1941) и массиве западных Кейв (Сахарйокский и Кульйокский массивы — Батиева, Бельков, 1958, 1968а).

Согласно А. А. Кухаренко с соавторами (1971), щелочные и нефелиновые сиениты массива Гремяха-Вырмес принадлежат к формации щелочных габброидов, предшествовавшей формации щелочных гранитов.

Что касается щелочных и нефелиновых сиенитов района Западных Кейв, то они, являясь более молодыми по отношению к щелочным гранитам, обнаруживают с ними тесную пространственную и, возможно, генетическую связь. Ниже приводится их краткое сравнительное петрографическое описание (рис. 19) с учетом классификации щелочных пород

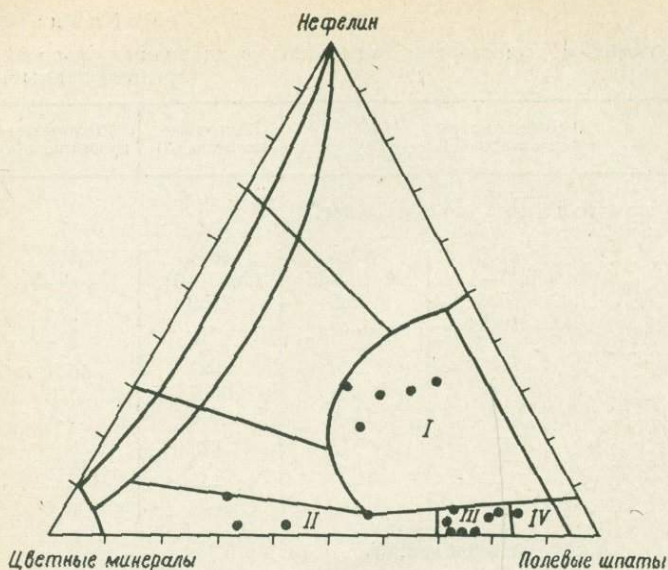
Таблица 7

Содержание породообразующих и акцессорных минералов в щелочных породах (средние данные)

Минерал	Нефелиновые сиениты (7)	Нефелинсо- державшие сиениты (4)	Щелочные сиениты (3)	Щелочные габброиды (4)
Породообразующие, вес. %				
Плагиоклаз	31.9 (№ 0—10)	69.4 (№ 10—11)	46.9 (№ 4—9)	34.3 (№ 0—5)
Микроклин	25.3	9.5	27.9	5.7
Нефелин	19.0	2.5	+	5.0
Эгирин	10.7	—	—	8.7
На-авгит	—	—	—	16.1
Феррогастингсит	3.0	2.3	6.7	1.3
Лепидомелан	9.0	13.6	15.5	19.1
Флогопит	—	—	—	8.0
Кальцит	+	1.7	1.4	0.6
Мусковит	—	+	—	—
Канкринит	—	—	—	0.1
Акцессорные, г/т				
Циркон	5672	129	3775	1034
Сфен	—	2271	875	2170
Эпидот	—	265	—	—
Ортит	185	+	7424	2
Гранат	—	+	—	—
Магнетит	4	3241	344	152
Мартит	—	1	12	—
Лейкоксен	+	—	—	13
Торит	—	+	—	—
Пирохлор	88	—	11	8
Монацит	—	+	—	—
Апатит	3	4341	471	11070
Бритолит	2878	+	46	56
Флюорит	5955	—	4791	2300
Пирит	3	—	3	53
Молибденит	7	—	—	+
Халькопирит	—	+	—	12
Халькозин	—	15	—	—
Галенит	+	—	+	2
Малахит	—	+	—	—
Висмутин	—	—	—	+
Пирротин	—	—	10	3

по Л. Б. Антонову с соавторами (Шинкарев, 1970). В табл. 7 даны средние содержания породообразующих и акцессорных минералов главных разновидностей щелочных и нефелиновых сиенитов.

Меланократовые (кали-натровые) сиениты являются ранней интрузивной фазой Сахарйюкского щелочного массива. По внешнему облику они представляют собой средне- и крупнозернистые породы белого, розового до красно-бурого цвета, с более или менее отчетливо выраженной плоскостной и линейной ориентировкой минералов. Структура сиенитов аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, участками монцитонитовая и пойкилитовая. В большинстве шлифов наблюдается трахитоидность, определяемая ориентированным расположением всех главных минералов породы. Часто отмечается нарушение двойников плагиоклаза. Породообразующие минералы сиенитов представлены микроклином, лепидомеланом и феррогастингситом. В соотношениях лейкократовых и цветных минералов в сиенитах наблюдаются значительные колебания. Суммарное содержание полевых шпатов составляет 65—80%. В отдельных участках полевые шпаты представлены почти исключительно альбитом,



Р и с. 19. Диаграмма состава нефелиновых пород. По Л. Б. Антонову, М. Д. Дорфману, Н. А. Елисееву, М. П. Фивегу, И. В. Сумину.

Поля: I — нефелиновых сиенитов, II — щелочных габброидов, III — меланократовых нефелин-содержащих сиенитов, IV — мезократовых нефелин-содержащих сиенитов.

но чаще наблюдается почти равное содержание альбита и микроклина. Содержание цветных минералов колеблется в пределах от 20 до 25%. По преобладанию амфибола или лепидомелана можно выделить различные разновидности. Чисто лепидомелановые или амфиболовые разновидности сиенитов отмечаются редко. В контакте с нефелиновыми сиенитами в щелочных сиенитах появляется эгириин, нефелин. Акцессорные минералы сиенитов: ортит, циркон, флюорит, апатит, сфен, пироксид. В существенных количествах (до 1—2%) присутствует кальцит.

Мезо- и меланократовые нефелинсодержащие сиениты (пуласкиты, лаурвикиты, лаурдалиты) — белые, светло-серые среднезернистые и крупнозернистые породы с отчетливо выраженной линейностью, определяемой ориентированным расположением пластинок лепидомелана, слагают Кульйокский массив. Среди сиенитов часто отмечаются пегматоидные обособления, сложенные крупными, размером до нескольких сантиметров в поперечнике, выделениями микроклина, нефелина, плагиоклаза и лепидомелана. В контактных зонах массива сиениты значительно обогащены темноцветными минералами, имеют более темную серую и буроватую окраску и гнейсовидную текстуру. Пегматоидные обособления в этих сиенитах часто сложены преимущественно крупными пластинками лепидомелана, среди которых макроскопически обнаруживаются магнетит, сульфиды и апатит.

По минеральному составу породы близки к пуласкитам, лаурвикитам, отчасти лаурдалитам (Вильямс и др., 1957). К лаурвикитам особенно близки породы, отличающиеся интенсивной голубой иризацией плагиоклаза.

В породах главными минералами являются кислый плагиоклаз и лепидомелан. В переменных количествах присутствуют микроклин, нефелин, амфибол и кальцит. Иногда отмечается мусковит. Акцессорные минералы: апатит, сфен, магнетит, эпидот, циркон, халькозин — встречаются постоянно, спорадически отмечены ортит, торит, монацит, бриолит, халькопирит, малахит и гранат.

Структура сиенитов аллотриоморфнозернистая, гранобластовая, иногда катакlastическая.

К аналогичным нефелинсодержащим сиенитам относятся также контактовые разновидности нефелиновых сиенитов Сахарйокского массива с пойкилитовыми выделениями феррогастингсита. Это, как правило, средне-

и крупнозернистые породы белого или розового цвета, с темными пятнами пойкилитовых выделений амфибола, содержание которого составляет около 20%. Породы сложены в основном альбитом и микроклином. Кроме того, присутствуют в незначительных количествах нефелин, эгириин и лепидомелан. Из аксессуарных минералов в них в повышенных количествах отмечается бритоцит, ортит, присутствуют также циркон, флюорит, пироксен, апатит, пирротин, кальцит.

Нефелиновые сиениты (миаскиты) распространены в центральной части Сахарйокского щелочного массива. Внешне это породы светло-серого, темно-серого, розово-серого цвета, средне- и крупнозернистые, сложенные белыми полевыми шпатами и розовым нефелином, которые обособляются в лейкократовые полосы, чередующиеся с полосами, обогащенными цветными минералами — эгирином, амфиболом и лепидомеланом. Нами эти породы отнесены к группе миаскитов.

По классификации, предложенной А. Л. Штрекайзенем (Streckeisen, 1967), они попадают в поле фойяитов, плагиофойяитов и эссекситов. Главным критерием для отнесения нефелиновых сиенитов к миаскитам явился их минеральный состав. Если согласиться с В. Мурхаузом (1963, стр. 307), что «фойяит — нефелиновый сиенит с ортоклазом в качестве полевошпатовой части; главные темноцветные минералы — роговая обманка и авгит», а «миаскит-биотит-нефелиновый сиенит, в котором полевым шпатом представлен микропертитом и содержится небольшое количество олигоклаза», то наши породы ближе к миаскитам. От миаскитов Урала они отличаются присутствием эгириина. А. Н. Заварицкий (1958) среди миаскитов Ильмен отмечает присутствие эгириина. В то же время он указывает, что «не было встречено самостоятельных эгириновых миаскитов» (стр. 50), по-видимому, не исключая возможности их нахождения.

В миаскитах Сахарйокского массива проявлена плоскостная и линейная ориентировка минералов, особенно отчетливая в полосчатых мезократовых разновидностях. Для лейкократовых крупнозернистых разновидностей миаскитов центральной части массива, более характерен массивный облик с нечетко проявленной линейной ориентировкой и кучным обособлением темноцветных минералов.

Характерной особенностью миаскитов является присутствие многочисленных пегматоидных обособлений и прожилков, располагающихся согласно с гнейсовидностью, реже несколько несогласных с ней. Переходы от прожилков к миаскитам постепенные. В пегматоидных прожилках аксессуарные минералы обнаруживают тенденцию к обособлению и резкому увеличению размеров отдельных индивидов.

Разновидности миаскитов по содержанию и соотношению цветных минералов неоднородны. Суммарное содержание темноцветных минералов колеблется от 5 до 30%. При этом в зависимости от соотношения этих минералов можно выделить эгириин-лепидомелановые, лепидомелан-эгириновые и феррогастингситовые миаскиты. Содержание нефелина в них колеблется от 15 до 30%. Главными породообразующими минералами являются также микроклин и альбит (№ 0—10). Среди аксессуарных минералов преобладают циркон, флюорит и бритоцит. Постоянно присутствует пироксен, реже встречаются апатит, галенит, кальцит. Миаскитам свойственна гипидиоморфнозернистая и, реже, аллотриоморфнозернистая структуры и хорошо выраженная трахитоидность. Величина зерен породообразующих минералов составляет от 1 до 5 мм, в пегматоидных прожилках достигает 4—5 см и более.

Щелочными габброидами сложены крупные ксенолиты среди миаскитов. Наиболее типичная разновидность щелочных габброидов представляет массивную породу темно-зеленого почти черного цвета с аллотриоморфнозернистой или пойкилитической структурой, состоящую из флогопита, натрового авгита (омфацита), нефелина, плагиоклаза и кан-

кринита. В качестве аксессуарных минералов в породе отмечаются циркон, сфен, магнетит, апатит, бритоцит, пироксид, флюорит, пирит, халькопирит. В значительных количествах отмечается кальцит.

Флопоцит образует пластинки с ровными ограничениями на границе с нефелином и неровные, как бы растающие — с пироксеном. Пироксен образует короткопризматические зерна. Нефелин располагается в интерстициях между слюдой и пироксеном. В нефелине отмечаются также округлые включения кальцита. В отдельных участках порода обогащена плагиоклазом (альбит-олигоклаз, альбит). Плагиоклаз образует то изометричные зерна, близкие по размерам зернам цветных минералов, то крупные выделения с неровными контурами, пойкилитически включающими пироксен и слюду. Плагиоклаз тонкополисинтетически сдвойникован, участками гаснет неравномерно. По нефелину и плагиоклазу развивается канкринит. Ближе к контактам с миаскитами почти весь нефелин замещается канкринитом, а слюда и пироксен — амфиболом, плеохролирующим в синевато-зеленых тонах. Амфибол образует призматические зерна длиной до 4—5 мм, ориентированные параллельно контактам ксенолитов.

В группу щелочных габброидов относятся и эгирия-лепидомелановые нефелинсодержащие сиениты, образующие линзы и пластинообразные тела среди миаскитов.

Это, как правило, отчетливо сланцеватые темно-серые, почти черные породы, иногда с более светлыми прожилками и инъекциями миаскитов. Порода в основном состоит из лепидомелана, эгирина и альбита. В небольших количествах (3—9%) присутствуют нефелин и микроклин. Породы эти обогащены апатитом (до 3%), в них повышенные содержания аксессуарных циркона, сфена, флюорита, кальцита. Присутствуют также пироксид, пирротин, галенит, лейкоксен. По содержанию апатита и сфена эти породы резко различаются с миаскитами, в которых сфен и апатит отсутствуют.

Текстура породы сланцеватая, структура — лепидо- и нематобластовая. Сланцеватость определяется ориентированным расположением лепидомелана, плагиоклаза и эгирина.

Текстуры и структуры

Для суждения об условиях формирования плутонов и генезисе горных пород их текстуры и структуры служат важным, иногда решающим дополнительным источником информации. Выше, при рассмотрении особенностей строения массивов щелочных гранитов акцентировалось внимание на том факте, что всем породам главных интрузивных фаз плутонов щелочных гранитов и сиенитов свойственны отчетливо проявленные директивные плоскостные и линейные текстуры. Их природа, определяющая автономность внутреннего строения плутонов независимо от их формы и тектонического строения рамы, является первичномагматической. На это же указывают многие структурные признаки породы.

Породы формации щелочных гранитов и сиенитов являются полнокристаллическими и по размерам зерен варьируют от мелкозернистых до пегматоидных, гигантозернистых; по соотношению размеров зерен — от равномернозернистых до порфириовидных. Характерной для щелочных гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов является ориентировка минералов по форме и внутреннему строению, в том числе и при наличии порфириовидных выделений.

Часто фиксируются явления протоклаза, свидетельствующие о движении частично раскристаллизованной магмы, ранние выделения в которой подвергались катаклазу и бластезу. Породы после кристаллизации

в поздние этапы подвергались катаклазу и милонитизации в отдельных линейных зонах.

В зависимости от степени идиоморфизма, перекристаллизации и других наложенных процессов изменения минералов, слагающих породы, наблюдаются следующие наиболее обычные структуры пород: гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, порфириовидная, порфирокластовая, грубомилонитовая, тонкомилонитовая, гранобластовая, пойкилобластовая, катакластическая (рис. 20, см. вклейку).

Гипидиоморфнозернистая структура часто сочетается с трахитоидной и определяется некоторым идиоморфизмом и ориентировкой отдельных минералов. Наибольшим идиоморфизмом обладает альбит, затем микроклин, кварц, а в нефелиновых сиенитах — нефелин, часто ксеноморфные, так же как темноцветные минералы, развивающиеся в интерстициях между лейкократовыми минералами.

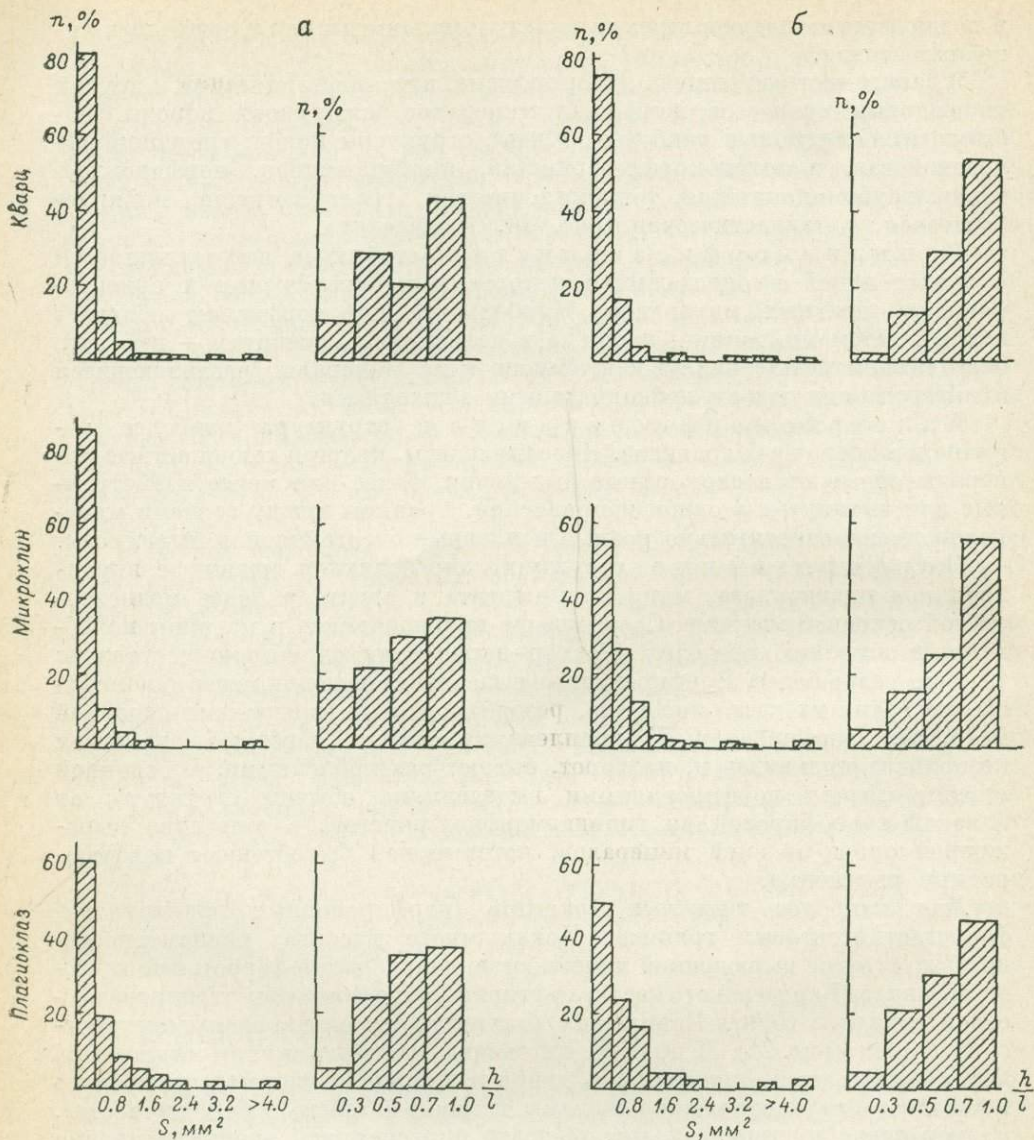
Аллотриоморфнозернистая структура наиболее типична для щелочных гранитов. Полевые шпаты, кварц и темноцветные минералы образуют ксеноморфные выделения, более или менее изометричные или вытянутые в одном направлении. Границы между зернами минералов имеют относительно ровные и плавные очертания или извилисты.

Порфириовидные структуры определяются наличием вкрапленников плагиоклаза, микроклин-пертита и авгита в более мелкозернистой основной матрице. Соотношение вкрапленников и матрицы колеблется в широких пределах. Размер вкрапленников обычно составляет 1—2 см, редко более. Порфириовидные выделения более или менее идиоморфны, но грани их часто неровные, резорбированные минералами основной матрицы. Порфириовидные вкрапленники иногда образуют сростания нескольких индивидов и, наоборот, бывают раздробленными. В основной матрице между порфириовидными выделениями обычны структуры от близкой гранофириовой до гипидиоморфнозернистой, с отчетливо выраженной ориентировкой минералов, которые как бы обтекают порфириовидные выделения.

Для наиболее типичных гранитов (порфириовидных лепидомелан-феррогастингситовых гранитов Иоканьгского массива, равномернозернистых с четко выраженной линейностью лепидомелан-феррогастингситовых гранитов Канозерского массива и эгирин-арфведсонитовых гранитов массивов Западных Кейв и Пачинского) был выполнен оптикогранулометрический анализ (рис. 21). В шлифах с помощью сетчатого окуляр-микрометра для каждого зерна определялась длина и ширина. Затем подсчитывалась площадь зерна и отношение ширины к длине (степень изометричности). Размер зерен и степень изометричности определялись преимущественно для кварца, микроклина и плагиоклаза. Цветные минералы замерялись только в гранитах Иоканьгского массива.

Для пород Иоканьгского массива наиболее растянутой во времени и постепенной была кристаллизация плагиоклаза. Около 10% его зерен имеют размер более 4 мм², образуя порфириовидные вкрапленники. Характерно малое содержание изометричных зерен минералов (10—20%) по сравнению с удлиненными (80—90%). Это может свидетельствовать о кристаллизации магмы в процессе движения, а не в статических условиях. Наличие в гранитах деформированных порфириовидных выделений при отсутствии протоклаза в минералах матрицы также подтверждает этот вывод.

В породах Канозерского массива порфириовидные структуры не выражены, но также намечается более ранняя кристаллизация плагиоклаза. В главной своей массе микроклин, кварц и плагиоклаз выделялись совместно. При этом заметно проявлена линейная ориентировка плагиоклаза, хотя количество его изометричных зерен в сравнении с гранитами Иоканьгского массива увеличивается. Большой идиоморфизм поро-

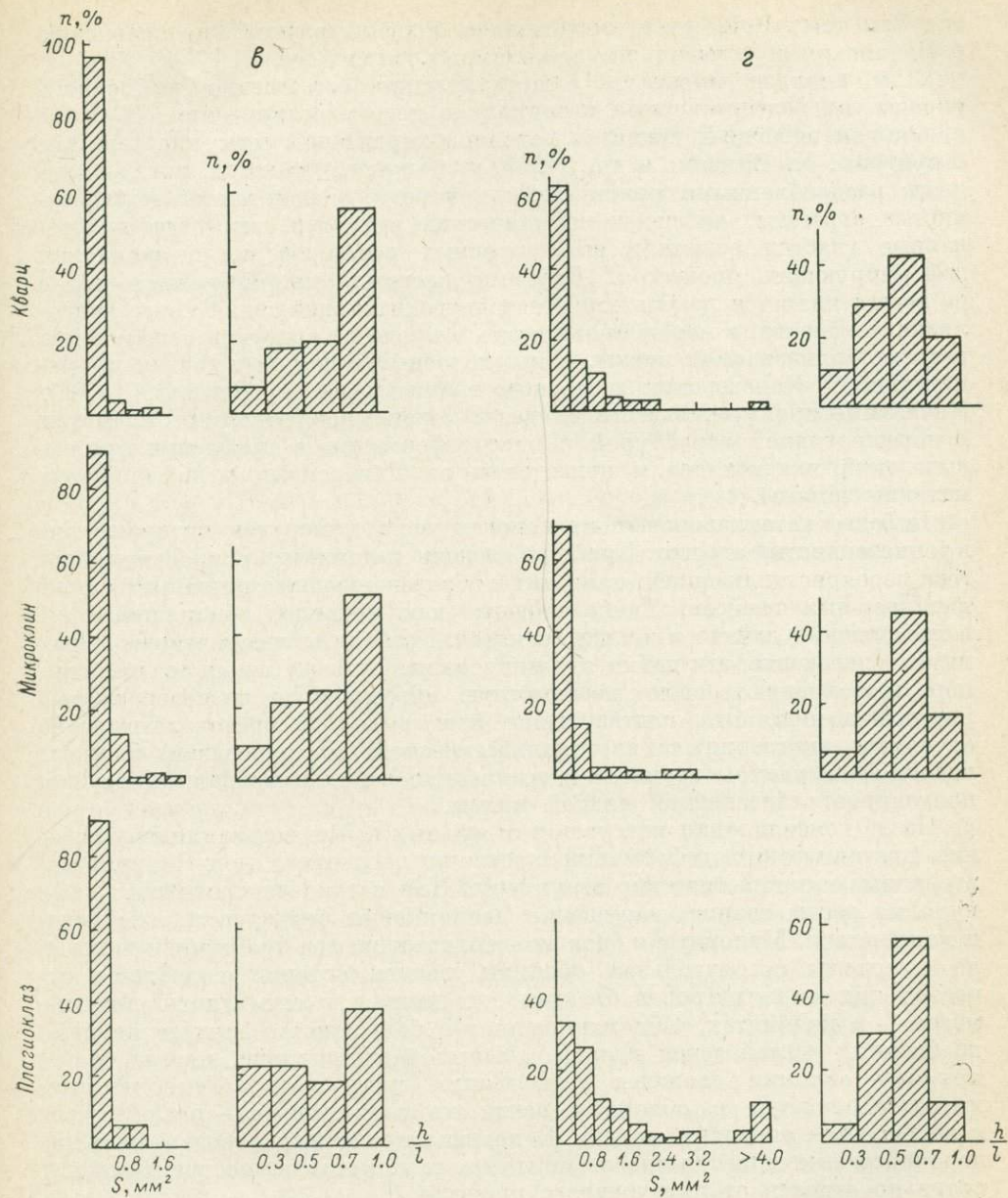


Р и с. 21. Изменение размера зерен и степени их изометричности в щелочных гранитах из различных массивов.

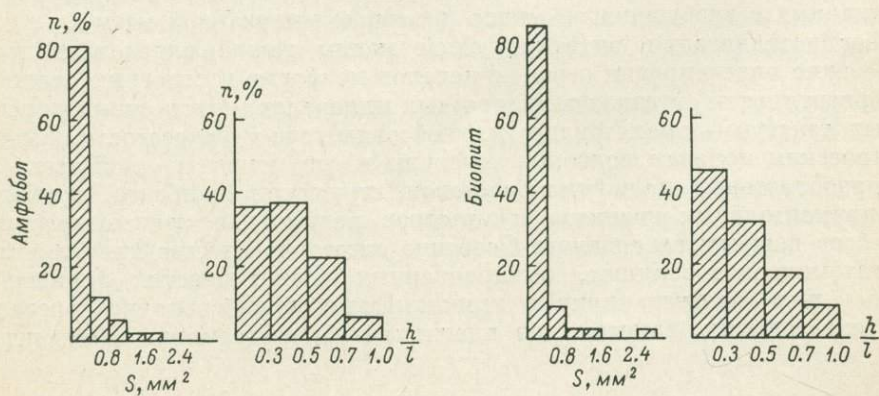
Массивы: а — Канозерский, б — Западных Кейв, в — Пачинский, г — Иоканьгский. n — частота встречаемости, h — ширина, l — длина, s — площадь зерна.

образующих минералов при отсутствии порфиризовидных выделений в гранитах Канозерского массива может свидетельствовать о кристаллизации магмы в несколько относительно более спокойных условиях.

В гранитах массивов Западных Кейв и Пачинского среди альбита преобладают удлиненные зерна, но большая часть зерен кварца и микроклина изометрична. В этих массивах кристаллизация магмы, по-видимому, также происходила в относительно статичных условиях, судя по плавному распределению размеров зерен минералов (альбита, кварца и микроклина). В массиве Западных Кейв, где граниты крупнозернисты, кристаллизация была длительной. В Пачинском массиве кристаллизация была более быстрой. Здесь около 80% зерен кварца, альбита и микроклина имеют площадь менее 0.4 мм². Это вполне понятно, поскольку мас-



2



сив Западных Кейв имеет значительно большие размеры по сравнению с Пачинским и остывал он, по-видимому, медленнее.

Для анализа процессов кристаллизации естественно выбирались породы, не подвергавшиеся катаклазу и перекристаллизации. В то же время для щелочных гранитов довольно характерны протокластические структуры. Х. Вильямс и др., (1957) указывают, что когда между крупными раздробленными кристаллами в породе располагаются мелкозернистые агрегаты, лишенные кластических структур, эти недеформированные участки возникли из остаточных растворов после окончания деформирующих процессов. Другими словами, милонитизация пород не всегда является результатом тектонических напряжений после консолидации массива, а может происходить в процессе интрузии неполностью раскристаллизованной магмы. Нами подобный вывод был сделан применительно к Канозерским щелочным гранитам ранее (Батиева, 1958а). Начальные проявления этого процесса хорошо наблюдаются в гранитах с порфиривидной структурой в виде деформации и дробления ранних выделений плагиоклаза и цементации их минералами мелкозернистой матрицы породы.

В более катаклазированных породах часть минералов превращается в тонкозернистый агрегат. Крайняя степень катаклаза, сопровождающегося перекристаллизацией, приводит к образованию бластомилонитов типа карандашных гнейсов. Такие породы, как правило, обнаруживаются в маломощных дайках и жилах гранитов. Ксенолиты, заключенные в граниты, слагающие эти дайки, будинированы. В то же время вмещающие породы сохраняют свою независимую структуру и не подвергаются разгнейсованию. Это подтверждает наш вывод о протокластической (в момент внедрения), а не катакластической (более поздней) природе подобной структуры гранитов и ее возникновении в процессе интрузии полузакристаллизованной вязкой магмы.

После консолидации массивов в отдельных зонах под влиянием внешних тектонических деформаций в щелочных гранитах могут возникать вторичные катакластические структуры. При катаклазе происходит грануляция зерен кварца, нарушение двойниковых структур плагиоклаза и микроклина. Милониты и брекчии характеризуются дроблением породы на отдельные остроугольные обломки, размер которых колеблется от нескольких миллиметров в брекчиях до десятых и сотых долей миллиметра — в милонитах. Обломки состоят в большинстве случаев из раздробленных частей зерен кварца, альбита и микроклина, иногда более крупные обломки сложены несколькими минералами. Темноцветные минералы породы в обломках почти не сохраняются — разлагаются и замещаются окислами железа. В катаклазированных породах явления перекристаллизации обычно отсутствуют, т. е. катаклаз во времени значительно отделен от интрузивного процесса.

Таким образом, наложившиеся явления катаклаза необходимо отличать от первичных процессов и явлений протоклаза, более универсальных и связанных с внедрением частично раскристаллизованной магмы.

Раскристаллизация интрузирующей магмы также определяет возникновение ориентировки зерен минералов по форме и строению, линейной ориентировки сгустков темноцветных минералов, плоскостных директивных текстур — трахитоидности, гнейсовидности и полосатости. Метасоматическим породам подобные текстуры и структуры не свойственны.

Гранобластовая и пойкилобластовая структуры наиболее типичны для приконтактных гранитов и участков развития постмагматических процессов перекристаллизации. Особенно отчетливо бластез проявляется в богато минерализованных, окварцованных разновидностях гранитов. Кварц в них образует крупные ксеноморфные зерна с сильно изрезанными очертаниями, замещающие плагиоклаз и микроклин. Для него

характерно сильное волнистое угасание. Одновременно наблюдается перекристаллизация микроклина, плагиоклаза, арфведсонита и других минералов. При этом обычно образуются неравномернозернистые пойкилобластические агрегаты, когда отдельные ксенобласты кварца и полевых шпатов содержат множество включений разорбированных породообразующих и новообразованных акцессорных минералов. Линейная ориентировка цветных минералов в этих породах, как правило, отсутствует.

Породообразующие минералы

Детальное изучение всего многообразия свойств породообразующих минералов пород формации щелочных гранитов и сиенитов представляет собой сложную самостоятельную задачу, решение которой перед нами не стояло. Ниже приводится характеристика породообразующих минералов для всех типов пород совместно и лишь в той мере, которая необходима для рассмотрения интересующих нас вопросов петрогенезиса.

К в а р ц. Являясь одним из главных породообразующих минералов щелочных гранитов, кварц слагает около трети их объема. В граносиенитах и кварцевых сиенитах его содержание снижается, в щелочных сиенитах он полностью отсутствует.

В выделениях раннего плагиоклаза и микроклина щелочных гранитов наблюдаются вроски мелких идиоморфных кристаллов кварца. Более крупные округлые пойкилитовые вроски кварца обычны в краевых частях крупных зерен полевых шпатов, в выделениях амфиболов. Преобладающая масса кварца выделяется на более поздних стадиях кристаллизации совместно с другими минералами. При этом кварц образует крупные выделения, с округлыми или неровными очертаниями, содержащие включения всех других минералов породы. В гранитах, содержащих астрофиллит, последний преимущественно включен в кварц. Процессы становления щелочных гранитов завершались образованием многочисленных кварцевых жил с ильменитом и астрофиллитом, возникновением зон и участков окварцевания, сопровождавшегося редкометалльной минерализацией. Таким образом, выделение кварца происходило на всех стадиях кристаллизации магмы, от наиболее ранних, до самых поздних и завершилось в постмагматическую стадию. Поэтому мы не видим оснований для выделения двух или трех самостоятельных генераций кварца, как это делали ранее некоторые петрографы (И. В. Гинзбург, А. М. Иванов, А. А. Чумаков и др.).

Для кварца в шлифах характерно мозаично-агрегатное, или столбчатое погасание в скрещенных николях, связанное с механическим воздействием на зерна частично раскристаллизованной магмы при интрузии, обусловившим возникновение R -, S -, $R+S$ -тектонитов. В зернах кварца также наблюдается обилие газовых и газовой-жидких пузырьков, группирующихся вдоль трещин скальвания.

Кварц обычно отличается незначительным количеством и низким содержанием элементов-примесей, среди которых установлены Na, Li, Ca, Mg и Al.

Н е ф е л и н — характерный минерал нефелиновых и нефелинсодержащих сиенитов, щелочных габброидов. В нефелиновых сиенитах его содержание составляет около 20%.

В породах Сахарйокского и Кульйокского массивов нефелин обладает светло-розовой окраской, переходящей в менее измененных разновидностях пород и в крупных выделениях в пегматоидных обособлениях в зеленоватую и бесцветную.

В шлифах обнаруживается, что зерна нефелина имеют более крупные размеры, чем зерна других породообразующих минералов. Они не-

Состав нефелинов из нефелиновых сиенитов Сахарйокского массива

Компо- ненты	1						2					
	вес. %	атомн. к-ва	нефе- лин	каль- силит	кварц	анор- тит	вес. %	атомн. к-ва	нефе- лин	каль- силит	кварц	анор- тит
SiO ₂	43.15	718	522	126	62	8	44.60	742	532	80	120	10
Al ₂ O ₃	32.33	634	522	126	—	8	33.38	656	532	80	—	10
Fe ₂ O ₃	0.26	3	—	—	—	—	0.23	3	—	—	—	—
FeO	0.06	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0.47	8	—	—	—	8	0.56	10	—	—	—	10
Na ₂ O	16.20	522	522	—	—	—	16.47	532	532	—	—	—
K ₂ O	5.93	126	—	126	—	—	3.78	80	—	80	—	—
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	0.13	—	—	—	—	—
Rb ₂ O	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0.19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	1.65	—	—	—	—	—	1.20	—	—	—	—	—
CO ₂	0.15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.39	—	1566	378	62	24	100.38	—	1596	240	120	30

Состав, приведенный к 100%

—	—	77.2	18.6	3.0	1.2	—	—	80.4	12.1	6.0	1.5
—	—	76.0	20.5	1.2	2.3	—	—	80.3	14.2	2.6	2.9

Примечание. 1 — из миаскита, обр. 103/66, 2 — из пегматоидного обособления в миаските, обр. 200/64. Анал. Е. А. Кульчицкая.

сколько удлинены или изометричны, границы зерен почти всегда извилистые, бухтообразные. В виде включений в нефелине встречаются все другие породообразующие и акцессорные минералы, что может свидетельствовать о поздней его кристаллизации. В составе продуктов изменения нефелина определены либнерит, натролит, канкринит. Химический состав нефелина приведен в табл. 8. В нефелине из пегматоидного обособления наблюдается уменьшение кальсилитовой молекулы и увеличение избыточного кремнезема. По своим параметрам нефелин Сахарйокского массива близок нефелину плутонической фации пород (по Miyashiro, 1951). По соотношению нефелинового, кальсилитового и кварцевого минералов в нефелине анализированных образцов температура их образования приблизительно отвечает 450° (Hamilton, 1961), т. е. окончанию становления нефелиновых сиенитов, аналогичная температура которого определена и по полевым шпатам. По-видимому, имеются основания согласиться с выводом Л. Л. Перчука (1964), что составы нефелинов и сосуществующих с ними щелочных полевых шпатов определяются температурой их кристаллизации.

Полевые шпаты слагают преобладающую часть объема пород. В гранитах их содержание составляет около 60%, в сиенитах — до 70—80%. Полевыми шпатами образованы как вкрапленники, так и основная матрица пород. В порфировидных выделениях полевые шпаты представлены и микроклин-пертитом и плагиоклазом (рис. 22, см. вклейку). Для подавляющего большинства пород формации щелочных гранитов—сиенитов, порфировидных и равномернозернистых, характерны двуполевошпатовые парагенезисы с одновременной и раздельной кристаллизацией плагиоклаза и калишпата.

Плагиоклаз в породах формации играет существенную роль. Состав его переменный и колеблется от андезина до чистого альбита (табл. 9).

Показатель преломления и номер плагиоклазов

Порода	Ng	Nm	Np	№
Авгит-лепидомелановые гранодиориты	1.548—1.555	1.542—1.553	1.540—1.548	23—40
Лепидомелан-феррогастингситовые граниты	1.542—1.549	1.536—1.546	1.534—1.542	5—25
Эгирин-арфведсонитовые граниты	1.539—1.544	1.532—1.535	1.528—1.531	0—7
Щелочные сиениты	1.540—1.542	1.532—1.537	1.529—1.534	0—10
Нефелиновые сиениты	1.538—1.543	1.531—1.539	1.526—1.535	0—10

Форма развития плагиоклаза различна. Так, в авгит-лепидомелановых гранодиоритах и порфиридных лепидомелан-феррогастингситовых гранитах присутствуют две генерации плагиоклаза. Плагиоклаз ранней генерации образует порфиридные выделения размером до 1—1.5 см, имеющие неравномерное угасание и более известковистый состав во внутренних частях зерен (до 40% анортита) по сравнению с внешними частями (20—22% анортита). Для него характерно полисинтетическое двойникование. В отдельных участках, особенно в гранодиоритах Кюютингского массива, двойники плагиоклаза сильно деформированы, что является следствием протоклаза. В плагиоклазе отмечаются вроски антипертита и срастание его с микроклин-пертитом (рис. 22, а). При этом границы между микроклин-пертитом и плагиоклазом обычно очень неровные. В плагиоклазе часто отмечаются буроватые сосюритизированные участки, обычно в центральных частях зерен. Для крупных выделений плагиоклаза характерно неравномерное их угасание (рис. 22, б). В матрице породы выделяется плагиоклаз второй генерации. Состав его по замерам на федоровском столике соответствует плагиоклазу с 17—28% анортита.

В равномерностерных лепидомелан-феррогастингситовых гранитах плагиоклаз образует более или менее изометричные или слегка вытянутые параллельно гнейсовидности породы зерна, имеющие прямолинейные очертания. Они не sdвойникованы, реже образуют простые альбитовые двойники. Размер зерен колеблется в пределах 0.15—1 мм. Плагиоклаз свежий, прозрачный, почти не затронут серицитизацией, содержит включения идиоморфных призматических кристаллов кварца, циркона и сфена, а также магнетита.

В эгирин-арфведсонитовых гранитах альбит, как и кварц, образует округлые зерна, не sdвойникован, спайность в нем не выражена. Часто ранний альбит образует мелкие идиоморфные зерна и кристаллы, включенные в другие минералы — кварц, микроклин и арфведсонит. Размер их не превышает долей миллиметра, в то время как в преобладающей массе породы идиоморфные и ксеноморфные таблитчатые и округлые зерна альбита достигают 3—5 мм и более. С увеличением размера, как правило, возрастает ксеноморфизм зерен альбита, наблюдается замещение им других минералов, особенно микроклина, с образованием агрегатов «шахматного альбита». Таким образом, появление в щелочных гранитах «шахматного» альбита может служить указанием на проявление процессов альбитизации в поздне- или постмагматическую стадию.

В щелочных и нефелиновых сиенитах преобладает альбит от 0 до № 10, обычно образующий крупные таблитчатые зерна с неровными ксеноморфными очертаниями. Наблюдается преимущественная ориентировка альбита параллельно гнейсовидности или полосатости пород. Альбит подобных ранних генераций нередко обнаруживает явления механической деформации, протоклаза, в отличие от позднего альбита с ненарушен-

ными полисинтетическими двойниками. Характерно также присутствие альбита в виде закономерно ориентированных вростков пертита в порфиридных выделениях полевых шпатов (рис. 22, в), также свидетельствующее о длительном и многоэтапном выделении альбита в породах.

Таким образом, наблюдения над эволюцией составов плагиоклазов, анализ их зернистости, ориентировки, структурно-парагенетических взаимоотношений с другими минералами в различных породах формации щелочных гранитов и сиенитов не позволяют допустить возможность метасоматического генезиса плагиоклазов и однозначно определяют их первичную магматическую природу.

Калишпаты в щелочных гранитах и сиенитах представлены двумя преобладающими разновидностями: существенно калиевой (микроклином) и существенно кали-натровой (микроклин-пертитом).

Микроклин наиболее распространен в породах формации. Подобно другим минералам, его кристаллизация растянута по времени и формы его выделения многообразны.

Ранние выделения микроклина представлены мелкими более или менее идиоморфными зернами, образующими включения в плагиоклазе и кварце. В главной своей массе он кристаллизуется несколько позже плагиоклаза, образуя крупные зерна с идиоморфными очертаниями или крупные пойкилопорфириобласты и порфиридные выделения с ксеноморфными границами. На поздних стадиях выделения микроклин резорбирует плагиоклаз и кварц.

В шлифах микроклин свежий, обладает типичной двойниковой решеткой и не содержит пертитовых вростков альбита. Двойниковая решетка выражена не всегда отчетливо даже в пределах одного и того же зерна, что свидетельствует о неоднородности внутреннего строения минерала. Также варьируют и оптические свойства микроклина. Угол между Nm и \perp (001) = 6—17°; 2V от -72 до +80°. В щелочных гранитах массива Гремяха-Вырмес отмечено присутствие ортоклаза с $-2V = 63—67°$; угол между Nm и \perp (001) = 5—7° (Бергман, 1962).

К-На полевой шпат (микроклин-пертит) свойствен порфиридным гранитам, гранодиоритам, граносиенитам и кварцевым сиенитам, в которых он образует порфиридные вкрапленники размером до 2 см в поперечнике. Содержание вкрапленников варьирует в широких пределах — от 5—10 до 60—70%. Цвет минерала меняется от темно-серого до шоколадного, иногда с фиолетовым оттенком. Окраска микроклин-пертита вкрапленников, по-видимому, обусловлена присутствием мельчайших пылевидных включений рудного минерала и окислов железа.

Вкрапленники микроклин-пертита имеют обычно овальную форму, их внешние ограничения весьма неровные (см. рис. 20).

Во вкрапленниках кроме обильных пертитовых вростков альбита имеются включения других минералов. Обычно отмечается присутствие мелких сдвойникованных зерен плагиоклаза, кварца и цветных минералов. Характерно, что в периферических частях вкрапленников кварц нередко образует гранофировые вростки, а пироксен — закономерно ориентированные вростки мелких кристаллов (рис. 22, г).

В микроклин-пертите из гранодиоритов и кварцевых сиенитов иногда обнаруживается присутствие многочисленных мельчайших вростков кальцита размером в тысячные и сотые доли миллиметра, что может служить указанием на изначальную обогащенность калинатрового полевого шпата кальцием, а магмы CO_2 .

В шлифах для микроклин-пертитов вкрапленников устанавливаются все переходы от крипто-пертитов до микропертитов распада.

При распаде первоначально гомогенного К-На полевого шпата порфиридных выделений возникают микроклин и плагиоклаз (от олигоклаза до чистого альбита). В новообразованном микроклине отчетливо

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Химический состав, вес. %							
SiO ₂	68.46	66.44	65.44	64.03	69.35	63.89	65.55
TiO ₂	0.01	0.02	—	0.03	0.38	0.50	0.00
Al ₂ O ₃	19.89	19.97	21.17	18.91	15.41	17.36	18.35
Fe ₂ O ₃	0.29	0.72	0.04	0.53	0.94	1.28	0.15
FeO	0.06	0.20	—	0.11	1.48	1.97	0.00
MnO	—	Сл.	—	Сл.	0.03	0.048	0.00
MgO	0.04	0.11	—	0.05	0.66	0.76	0.23
CaO	0.17	0.22	0.20	0.19	1.76	2.25	0.00
Na ₂ O	10.64	11.21	9.47	0.69	4.03	4.16	4.70
K ₂ O	0.06	0.13	0.93	15.09	5.29	7.60	10.75
H ₂ O ⁻	0.17	0.29	—	0.22	0.02	0.16	0.00
H ₂ O ⁺	0.32	0.67	—	0.48	0.29	0.20	0.20
Сумма	100.11	99.98		100.33	99.64	100.18	100.01
Минеральный состав, вес. %							
Альбит	90.2	95.12	90	5.84	34.44	35.37	40.0
Анортит	0.9	1.09	4	0.93	8.85	11.24	—
Микроклин	0.4	0.76	6	89.82	31.58	45.16	60.0
Кварц	5.8	0.06	—	1.62	20.26	3.16	—
Ильменит	—	—	—	—	0.73	0.99	—
Магнетит (окись железа)	0.3	0.92	—	0.64	1.36	—	—
Пироксен	—	—	—	—	2.78	4.08	—
Прочие	3.4	2.05	—	1.05	—	—	—

Примечание. 1—3 — альбит: 1 — из щелочных гранитов (57) Гремяха-Вырмес, анал. А. В. Мокрецова, 2 — из щелочного гранита (2/57) Западных Кейв, анал. Н. А. Елина, 3 — из пегматита (В) Западных Кейв, анал. О. А. Воробьева; 4 — микроклин из щелочного гранита (2/57) Западных Кейв, анал. С. М. Машина; 5—7 — К-Na полевой шпат: 5 — из вкрапленника в лепидомелан-феррогастингситовом граните (143/69), Иоканьгский массив, анал. С. М. Мишина, 6 — из вкрапленника в гранодиорите (185/71), Кююгьгский массив (вкрапленники анализировались без выделения чистой фракции), анал. С. М. Мишина, 7 — из пегматоидного обособления в нефелиновом сиените (26/69), Сахарйокский массив, анал. К. М. Бабкина (при пересчете обнаружен избыток щелочей).

выражена микроклиновая решетка. Плаггиоклаз в хорошо выраженных пертитах распада жилковато-линзовидный, чаще несдвойникованный. Реже в нем проявлено тонкое полисинтетическое двойникование. Многочисленные определения соотношения в микроклин-пертите калиевого и натрового компонентов, выполненные посредством подсчетов в шлифах и пересчетов содержания щелочей, свидетельствуют о примерно равных соотношениях в полевом шпате вкрапленников калишпата и плаггиоклаза.

Для более полной характеристики состава микроклин-пертита вкрапленников был выполнен химический анализ вкрапленников, выделенных из гранодиоритов Кююгьгского и гранитов Иоканьгского массивов (табл. 10). К-Na полевой шпат авгит-лепидомеланового гранодиорита имеет состав $Mi_{49}Ab_{39}An_{12}$. В виде примесей в нем рассчитываются ильменит, пироксен, кварц. Соотношение микроклина и плаггиоклаза близко 1 : 1. В лепидомелан-феррогастингситовых гранитах Иоканьгского массива вкрапленники имеют более плаггиоклазовый состав ($Mi : Pl = 42 : 58$), но в целом соотношение также близко 1 : 1. Эти соотношения калиевого и натрового компонентов в порфириовидных выделениях близки к наивысшей точке на кривой солидуса (Tuttle, Bowen, 1958) и соответствуют максимальной температуре нераспавшихся полевых шпатов, близкой 660°.

Таблица 11
Оптические свойства пироксенов

Номер образца	Порода	Массив	Показатели преломления			c : Np	Плеохроизм			Содержание эгириновой молекулы, %
			Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np	
1063	Магнетит-эгириновый гранит	Западных Кейв	1.810	1.793	1.764	5°	Светло-зеленовато-бурый	Светло-зеленый	Зеленый	81
107/57	То же	То же	1.805	1.788	1.758	0	»	»	»	78
34/57	» »	» »	1.807	1.796	1.764	0	»	»	»	79
44/62	Арфведсонит-эгириновый гранит	Стрельнинский	1.798	1.785	1.758	1—2	Светло-желто-зеленый	»	»	73
51/62	То же	Пурначский	1.795	1.778	1.753	27	Желто-зеленый	»	»	68
53/62	» »	»	1.801	1.789	1.755	23	»	»	»	75
73/59	» »	Пачицкий	1.82	1.80	1.761	3	Светло-зеленый, почти бесцветный	»	»	85
172/70	» »	Понойский	1.804	1.789	1.758	9	Желто-зеленый	»	Темно-зеленый	76
171/70	» »	»	1.814	1.800	1.763	5	Светлый, желто-зеленый	»	Светлый, зеленовато-желтый	82
168/70	» »	»	1.808	1.793	1.758	2	Светлый, зеленовато-желтый	»	Зеленый	80
180/70	» »	Лаврентьевский	1.815	1.801	1.764	5	Светло-желтый	Светлый, зеленовато-желтый	»	83
63/63	Эгириин-арфведсонитовый гранит	Белых тундр	1.8	1.792	1.760	2	Светло-зеленовато-бурый	Светло-зеленый	»	73
64/63	То же	К северу от Белых тундр	1.808	1.795	1.761	7	Желто-зеленый	»	»	80
114/66	» »	Западных Кейв	1.779	1.758	1.740	5	»	»	»	55
107/66	» »	То же	1.775	1.754	1.736	15	»	»	Темно-зеленый	50
106/66	» »	» »	1.763	1.762	1.728	5—8	Буро-зеленый	Зеленый	»	44
176/70	» »	Лаврентьевский	1.804	1.789	1.758	9	Темно-желто-зеленый	Светло-зеленый	»	76

349/57	Эгирин-арфведсонитовый гранит с энigmatитом	Западных Кейв	1.809	1.796	1.761	0	Желтовато-зеленый	—	Зеленый	80
282/57	То же	То же	1.787	1.744	1.745	0	То же	Зеленый	Густо-зеленый	62
283/57	» »	» »	1.818	1.803	1.763	6	»	»	»	85
347/57	» »	» »	1.813	1.795	1.765	0	Буро-зеленый	»	Темно-зеленый	82
1/57	» »	» »	1.808	1.800	1.759	0	Желто-зеленый	»	Густо-зеленый	80
2/57	» »	» »	1.809	1.798	1.753	6	»	»	»	81
2198	» »	» »	1.813	1.792	1.762	0	»	»	»	82
52/62	» »	Пурначский	1.792	1.776	1.750	25	»	»	Зеленый	65
487/58	Лепидомелан-феррогастингситовый гранит	Капозерский	1.793	1.778	1.745	5—7	Светло-зеленый	»	»	65
Б/н		Низъявский	1.792	—	1.750	2—6	»	»	Темно-зеленый	65
68/63	Граносиенит	К северу от Белых тундр	1.758	1.743	1.734	29	Зеленовато-бурый	»	»	38
185/71	Авгит-лепидомелановый гранодиорит	Коютингский	1.717	1.703	1.690	45	Светло-зеленый	Желто-зеленый	Светло-желтый	0 (авгит)
184/71	То же	»	1.718	1.701	1.690	45	Зеленый	»	Желтовато-зеленоватый	0 (авгит)
182/71	» »	»	1.713	1.702	1.687	45	»	»	Желто-зеленоватый	0 (авгит)
156/69	Нефелиновый сиенит	Сахарйокский	1.801	1.788	1.755	3	Желто-зеленый	Зеленовато-желтый	Зеленый	75
			1.781	1.762	1.740	0	Зеленовато-желтый	Светло-зеленый	»	55
			1.794	1.779	1.752	2 (C:Ng)	»	»	»	68
155/69	Щелочной габброид	Сахарйокский	1.711	1.695	1.691	40	Светло-буровато-зеленый	Дымчато-буроватый	Светло-зеленый	0 (Na-авгит)

Известно, что полевые шпаты являются хорошим индикатором условий становления породы (Tuttle, 1952). В породах формации щелочных гранитов и сиенитов, как было показано выше, полевые шпаты порфиroidных выделений и основной массы породы имеют различный состав. Если в порфиroidных выделениях преобладает андезин-олигоклаз и микроклин-пертит с отношением микроклина к плагиоклазу, близким 1 : 1, то в основной матрице порфиroidных разновидностей и в равномернозернистых породах плагиоклаз и микроклин кристаллизуются раздельно. Характерной особенностью является сравнительно низкое содержание в плагиоклазах и микроклинах соответственно калиевого и натрового компонентов. Некоторое исключение составляют щелочные породы и гранодиориты по содержанию альбитового компонента. Состав плагиоклаза в основной ткани порфиroidных гранитов и в равномернозернистых гранитах изменяется от олигоклаза до альбита. По различной растворимости альбита в ортоклазе и анортите Т. Ф. Бартом (Barth, 1951), И. Д. Рябчиковым (1965), Х. Йодером, Д. Стюартом и Д. Смитом (1963) была установлена возможность определения температур кристаллизации гранитов. Естественно, температуры, полученные по фактическим данным, являются минимальными, при которых еще устанавливалось равновесие между сосуществующими полевыми шпатами.

Так, для Коютынского массива, для которого давление составляет около 5000 бар, температура была определена по сосуществующим полевым шпатам на диаграмме Х. С. Йодера и др. (1963). Она соответствует 770—740° для вкрапленников и около 720° для основной ткани.

По диаграмме И. Д. Рябчикова для порфиroidных выделений определена температура 610—640°, для основной ткани — 420—500°. Температура порфиroidных выделений в граносиенитах — 620°, в эгирир-арфведсонитовых гранитах (Белые тундры, дайки к северу от Белых тундр) — 610°, в лепидомелановых гранитах горы Огородной — 600°. Температура завершения кристаллизации пород в этих массивах — 400—420°. Эта же температура определена и для большинства массивов щелочных гранитов с равномернозернистыми структурами, где полевые шпаты изначально кристаллизовались раздельно, что может явиться свидетельством медленной кристаллизации магматического расплава в условиях мезоабиссальных глубин. О медленной кристаллизации гранитов свидетельствует и максимально упорядоченное расположение атомов Si и Al в кристаллических решетках полевых шпатов. Выполненные рентгеноструктурные исследования плагиоклазов и микроклинов из щелочных гранитов Кольского полуострова показывают, что плагиоклазы по значениям $\Delta 2\theta_{131-13\bar{1}}$ и $\Delta d_{131-13\bar{1}}$ относятся к наиболее упорядоченным, а микроклины имеют максимальную триклинность (0.92—1.0).

Таким образом, по полевым шпатам в щелочных гранитоидах устанавливается двухэтапность и длительность кристаллизации расплава. Для интрателлурического этапа устанавливаются температуры выше 770—740°, для полной кристаллизации породы — 400—500°. Наличие пятнистой зональности в плагиоклазовых вкрапленниках гранодиоритов, согласно Н. Ф. Шинкареву (1970), может свидетельствовать о том, что магма не была перегретой и не была изначально насыщена водой. По-видимому, обогащение водой и летучими остаточного расплава могло иметь место в условиях медленной кристаллизации на заключительных стадиях процесса.

Пироксены в щелочных гранитоидах имеют составы, меняющиеся от авгита к эгирир-авгиту и эгирину.

Авгит в количествах до 3—4% встречается преимущественно в гранодиоритах Коютынского массива. Он образует ксеноморфные зерна с совершенной спайностью бледно-зеленого, сероватого (в шлифах) цвета, размером до 3—5 мм и более (рис. 23, а, см. вклейку). Часто ассоциируется

Таблица 12
Составы пироксенов

6 П. Д. Баткина

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Химический состав, вес. %										
SiO ₂	51.70	51.38	51.36	46.28	51.02	53.51	50.06	51.54	52.08	51.49
TiO ₂	0.16	0.20	0.24	3.21	0.36	0.51	1.66	0.77	0.17	0.48
Al ₂ O ₃	1.42	1.96	0.60	0.92	1.78	2.00	1.83	1.27	4.71	4.01
Fe ₂ O ₃	2.24	11.80	13.12	10.76	26.76	30.53	26.80	29.51	4.60	25.18
FeO	12.16	6.12	7.56	20.19	4.66	1.84	5.76	2.55	5.05	2.83
MnO	0.86	0.19	0.37	0.69	0.39	0.17	0.65	0.21	0.18	0.58
MgO	11.91	7.98	6.50	0.20	0.25	0.28	0.61	0.08	10.30	0.38
CaO	17.91	15.06	14.86	11.31	3.72	0.92	1.56	1.94	18.06	2.77
Na ₂ O	0.48	5.94	5.36	3.94	9.62	9.60	9.90	11.42	3.49	11.04
K ₂ O	0.03	Не опр.	0.06	0.24	0.03	0.12	1.28	0.08	0.10	0.16
H ₂ O ⁺	0.00	—	—	0.20	1.05	0.55	0.12	0.40	0.49	0.48
H ₂ O ⁻	0.17	—	—	0.16	0.14	0.45	—	0.12	0.08	0.00
ZrO ₂	—	—	—	—	0.10	—	—	0.07	—	0.13
Li ₂ O	0.0067	—	—	0.059	0.09	—	—	0.074	0.052	0.09
Rb ₂ O	0.0012	—	—	0.00	—	—	—	0.009	0.0015	0.01
Σ TR ₂ O ₃	—	—	—	—	0.21	0.11	—	—	—	0.00
F	—	—	—	0.09	сл.	—	—	0.07	0.08	0.08
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02
CO ₂	1.04	—	—	0.54	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.05
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.016
Сумма	100.08	100.63	100.03	99.75	100.18	100.59	100.23	100.08	99.72	99.80

Коэффициенты

$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$	14	64	64	32	84	94	81	90	33	90
$\frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe + Mg}$	40	56	60	99	99	98	97	99	45	97

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Si	1.99	1.93	1.97	1.90	2.02	2.10	1.95	1.98	1.94	1.99
Al	0.01	0.01	0.01	0.05	—	—	0.05	0.02	0.06	0.01
Al	0.05	0.06	0.02	0.05	0.09	0.09	0.03	0.04	0.15	0.17
Ti	0.00	0.33	0.38	0.05	0.01	0.01	0.05	0.02	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.06	0.19	0.24	0.33	0.80	0.96	0.79	0.90	0.13	0.73
Fe ²⁺	0.39	0.45	0.37	0.69	1.10	0.05	1.14	0.09	1.07	1.03
Mg	0.69	0.01	0.01	0.01	0.16	0.01	0.19	0.01	0.16	0.09
Mn	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	—	0.03	0.01	0.58	0.02
Na	0.04	0.42	0.61	0.40	0.72	0.73	0.75	0.85	0.25	0.83
Ca	0.74	0.60	0.39	0.49	0.16	0.03	0.07	0.08	0.72	0.12
K	0.00	0.78	1.02	0.01	0.9	0.88	0.89	0.93	0.97	0.01

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Примечание. 1 — авгит из гранодиорита (185/71), Кокотинский массив, анал. Т. С. Романова; 2, 3 — эгирин-диопсид; 2 — из альбитового граносиенита (121а) Чагусуайн (Дачелайский, 1964), 3 — из кварц-нордмарита (106/66), там же; 4 — эгирин-авгит из гранита (106/66) Западных Кейв; 5—7 — эгирин из гранита Западных Кейв; 5 — обр. 107/57, анал. Е. А. Кульчицкая; 6 — обр. 2-3/57, анал. А. М. Богдарева; 7 — обр. 2/58, анал. З. И. Горощенко (Чумаков, 1958); 8, 10 — эгирин; 8 — из гранита (51/62), Турнацкий массив, анал. А. В. Мокрецова; 10 — из нефелинового сиенита (103/66), Сахарийский массив, анал. Е. А. Кульчицкая; 9 — натровый авгит (близок омфациту) из щелочного габбро (155/69), Сахарийский массив, анал. С. М. Мишина.

с плагиоклазом порфирированных выделений. Как и плагиоклаз, авгит выделялся на ранних этапах кристаллизации магматического расплава. В зернах авгита нередко наблюдаются следы катаклаза. Почти повсеместно наблюдается замещение авгита феррогастингситом и лепидомеланом. В гранитах Иокангского и некоторых других массивов авгит встречается лишь в виде реликтовых зерен. Оптические константы авгита и химический состав приведены в табл. 11 и 12. У. А. Дир и др. (1965) отмечают, что авгиты характерны для гиабиссальных пород, образовавшихся за счет щелочных базальтовых магм. Близкие по составу пироксены известны в щелочных гранитах (Tilley, 1949) и гранофирах, связанных с Скергаардской интрузией (Brown, 1960).

Натрийсодержащие авгиты были определены в щелочных габброидах Сахарийского массива. Этот пироксен, близкий омфациту (табл. 11, 12), образует короткопризматические зерна со слабовыраженным плеохроизмом в бледно-зеленых тонах. Часто находится в сростании с нефелином и флогопитом. Иногда идиоморфные короткопризматические кристаллы его включены в нефелине.

Как и для авгита, характерно раннее его выделение в породе, типичное для нормального типа кристаллизации магмы.

Эгирин-авгит является характерным минералом равномернозернистых лепидомелан-феррогастингситовых гранитов, граносиенитов, кварцевых си-

енитов (рис. 23, б). Он образует постепенные переходы к более распространенному эгирину в эгирин-арфведсонитовых гранитах и нефелиновых сиенитах. Содержание в породах эгирин-авгита и эгирина непостоянно и максимально составляет 6—7%. При этом наблюдается увеличение содержания пироксенов вверх по разрезу гранитных массивов. С возрастанием содержания меняется и их состав в сторону увеличения эгиринового минерала. В нефелиновых сиенитах содержание эгирина достигает 20% и более.

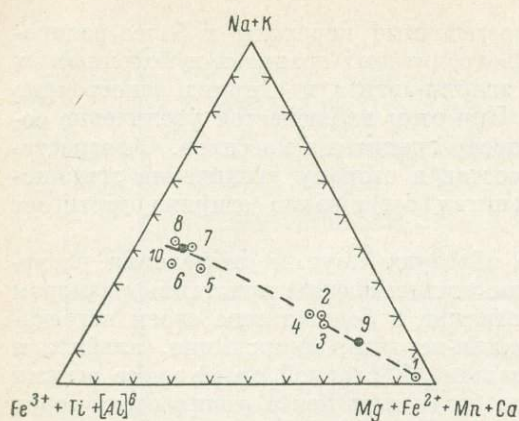
Эгирин и эгирин-авгит обычно образуют крупные выделения размером 0.2—3 мм и более, а также мелкие идиоморфные кристаллы размером 0.05—0.1 мм. Мелкие кристаллы эгирина в большинстве своем встречаются в виде включений в микроклин-пертите, микроклине, альбите и кварце, иногда располагаются зонально. В главной своей массе эгирин и эгирин-авгит выделяются в виде более или менее удлинённых зерен с изрезанными краями (рис. 23, б—г). В редких случаях в контактных зонах в эгирине отмечаются пойкилитовые вросстки кварца, микроклина и альбита и по нему развивается магнетит и рибекит. При этом сам эгирин приобретает неоднородность и неравномерную окраску. Обычная окраска плеохроичного эгирина от желтовато-зеленоватого по Ng до зеленого по Np. Иногда наблюдается его почти полное обесцвечивание или, наоборот, приобретение темно-зеленой окраски, особенно при переходе в богатый титаном эгирин-авгит. Эгирин-авгит в шлифах плеохроирует от бледно-зеленого до темно-зеленого различных оттенков. Оптические свойства отличаются непостоянством даже в пределах одного и того же образца с вариациями от близких к авгиту до свойственных эгирину (табл. 13).

Таблица 13
Оптические константы минералов ряда эгирин—эгирин-авгит

Константы	1773a			1692a			1715		
	$2 V, ^\circ$ $c: Np, ^\circ$	-62 6	-70 8	+70 34	-80 12	-88 13	+88 18	+76 28	+69 46

Таблица 14
Содержание щелочей в пироксенах из щелочных гранитоидов (вес. %)

Номер образца	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O
	Эгирин			
180/70	13.89	0.05	0.0593	Сл.
121/70	12.92	0.06	0.061	Не обн.
119/70	12.57	0.08	0.23	» »
171/70	12.14	0.12	0.185	0.0033
1016/70	11.86	0.33	0.08	0.02
44/62	11.52	0.06	0.13	Не обн.
116/66	11.03	0.09	0.07	» »
53/62	9.76	0.32	0.13	» »
52/62	9.60	0.1	0.063	» »
	Эгирин-авгит			
1/57	7.96	0.8	0.11	» »
2/57	6.73	0.11	0.13	» »
349/57	5.87	0.38	0.051	» »

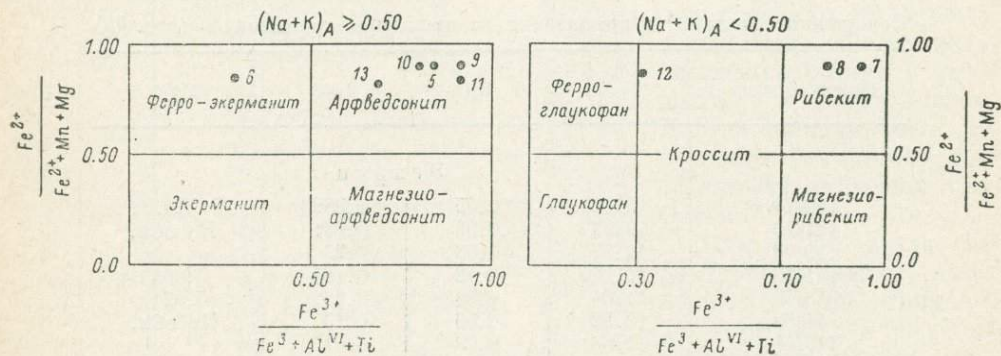
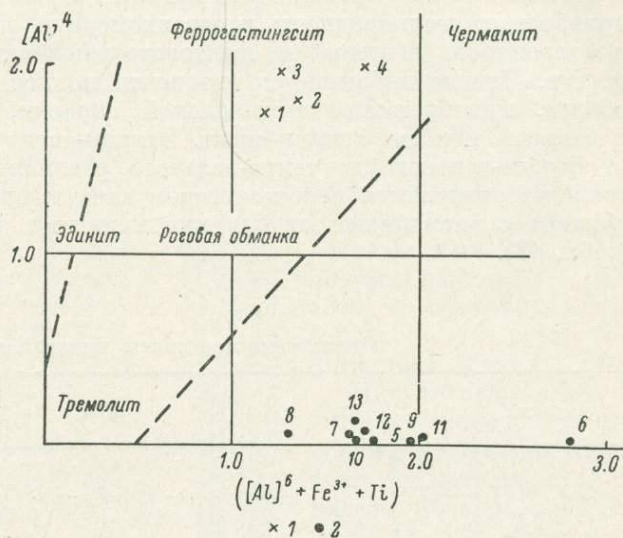


Р и с. 24. Изменение составов пироксенов в щелочных гранитоидах (1) и нефелиновых сиенитах (2).

Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 12.

Р и с. 25. Составы амфиболов. (Дир и др., 1965).

Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 16.



Р и с. 26. Изменение химического состава амфиболов ряда экерманит-арфведсонит и рибекит-глаукофан. По А. Мияширо (Miyashiro, 1957).

Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 16.

По-видимому, в породах формации щелочных гранитов и сиенитов наблюдаются все переходы от авгита до эгирина. К настоящему времени пироксены из пород этой формации изучены недостаточно. Мы располагаем 10 химическими анализами пироксенов из гранитоидов и щелочных пород и 12 определениями щелочей в пироксенах из гранитов (табл. 14).

Имеющиеся данные о химизме пироксенов подтверждают наш вывод о переменном их составе. Наглядно переменность состава пироксенов видна на диаграмме (рис. 24). В гранитоидах состав пироксенов меняется от авгита через эгирин-авгит к эгирину, в щелочных породах от натрового авгита к эгирин-авгиту и эгирину. Все составы анализированных пироксенов ложатся почти на одну прямую.

Авгит встречается в наиболее глубоких (менее дифференцированных) породах в качестве минерала ранней кристаллизации. Эгирин-авгит и эгирин, образуя непрерывную серию, выделяются в главной своей массе в качестве продукта поздней (агпайтовой) кристаллизации. При этом эгирин-авгит свойствен породам более глубоких фаций и отмечается в ассоциации с феррогастингситом и лепидомеланом или богатым кальцием щелочным амфиболом типа катофорита, кроссита и энigmatита. Эгирин свойствен щелочным гранитам и нефелиновым сиенитам наименее глубоких фаций.

А м ф и б о л ы в породах формации щелочных гранитов и сиенитов так же, как и пироксены, имеют переменный состав (табл. 15, 16). Наиболее распространены феррогастингсит и арфведсонит, но также встречаются гастингсит, катофорит, рибекит и кроссит, образуя ряд от кальциевых к натро-кальциевым и щелочным амфиболом. Положение анализированных амфиболов показано на классификационных диаграммах (рис. 25, 26).

Феррогастингсит и гастингсит встречаются в ассоциации с авгитом, эгирин-авгитом, лепидомеланом в щелочных гранитах, граносиенитах, гранодиоритах, кварцевых сиенитах, сиенитах, обычно в породах, в которых состав плагиоклаза выше пятого номера. В щелочных гранитах, граносиенитах содержание феррогастингсита колеблется от 3 до 13%. Ближе этому и содержание феррогастингсита в сиенитах, редко достигаая 20%. Феррогастингсит в породах выделяется в форме удлиненных призматических кристаллов. В шлифах имеет неровные изрезанные очертания, располагается между лейкократовыми минералами породы (рис. 23, а, б). Размер зерен феррогастингсита колеблется в пределах 2—0.5 мм. Реже зерна имеют более крупные размеры и образуют широкие таблицы неправильной формы с пойкилитическими включениями кварца, микроклина и плагиоклаза. Феррогастингсит в породе часто образует кучные скопления, вытянутые в одном направлении, определяющем гнейсовидную и линейную текстуры породы. В незначительных количествах феррогастингсит встречается в виде мельчайших идиоморфных кристалликов, включенных в кварц. С выделениями феррогастингсита часто ассоциируются акцессорные минералы — сфен, ортит, апатит и магнетит. Взаимоотношения с другими минералами породы свидетельствуют о его выделении после кристаллизации главной массы лейкократовых минералов.

Феррогастингситы из щелочного гранита Канозерского, Иоканьского и Коютынгского массивов, щелочного сиенита Сахарйокского массива имеют высокую общую железистость и невысокую степень окисленности железа (табл. 16).

Арфведсонит в щелочных гранитах как единственный цветной минерал присутствует редко; чаще он находится в ассоциации с эгирином или с эгирин-авгитом и энigmatитом. Содержание его в гранитах колеблется от долей до 12%. Арфведсонит образует призматические зерна размером 0.5—5 мм с ксеноморфными очертаниями, как бы приспособляющимися к промежуткам между ранее выделившимися полевыми шпатами и квар-

Таблица 15
Оптические свойства амфиболов

Номер образца	Порода	Массив	Показатели преломления			2V	с: Np	Плеохроизм			Амфибол
			Ng	Nm	Np			Ng	Nm	Np	
8	Арфведсонит-эгириновый гранит	Западных Кейв	1.706	—	1.693	} Очень больш.	9	Буровато-зеленый или буровато-желтый	Сине-зеленый	Серовато-синий, серый	Арфведсонит
9			То же	—	1.702—1.798						
168/70	» »	Понойский	1.708	1.707	1.703	—	12	Темный, зеленокоричневый	Сине-зеленый	Черный	»
172/70	» »	»	1.710	1.708	1.706	—	10	Зеленовато-коричневый	Желто-зеленый	»	»
3	» »	Гремяха-Вырмес	1.700	1.690	1.688	—25	11	Зеленовато-сидий	Синевато-фиолетовый	Светло-зеленый	»
63/63	Эгиринарфведсонитовый гранит	Белых тундр	1.719	1.715	1.704	—	0	Желто-зеленый	Фиолетовосиний	Сине-зеленый до черного	Рибекит (?)
166/70	То же	Понойский	1.708	1.706	1.709	—	9	Темный, зеленожелтый	Темно-сине-зеленый	Черный	Арфведсонит
169/70	» »	»	1.713	1.711	1.708	—	9	Желто-зеленый	Темно-сине-зеленый	»	То же
175/70	» »	Лаврентьевский	1.708	1.705	1.703	—	12	Зелено-коричневый	Темно-зеленый	Темно-зеленый	»
176/70	» »	То же	1.703	1.701	1.698	—	10	Темный, зеленожелтый	Сине-зеленый	Черный	»
181/70	» »	»	1.708	1.704	1.701	—	6	Зеленый	Темный, сине-зеленый	»	»
1/57	» »	Западных Кейв	1.711	—	1.700	—	0	Бурый	—	»	»
2/57	» »	То же	1.704	—	1.700	—73	3	Буроватый	—	»	»
283/57	» »	» »	1.717	—	1.710	—	6	Желто-зеленый	—	Темно-зеленый, почти черный	»
347/57	» »	» »	1.711 1.720	1.706 —	1.700 1.701	— —	8 3	Светло-зеленый Темно-бурый	Темно-зеленый Темный	Сине-зеленый Сине-зеленый	» »
4	Эгиринарфведсонитовый гранит	Западных Кейв	1.704	1.700	1.696	—73	2	Буровато-зеленый	Черный	Черный, в краях темно-синий	Арфведсонит
5	То же	То же	1.707	1.702	1.694	—78	5	Буровато-зеленый	»	То же	»
6	» »	» »	1.705	—	1.698	—83	11	Бурый	Темно-синий	Черный, слегка синеватый	»
7	» »	» »	1.713	—	1.693	—80	—	Темно-зеленый, слегка с желтым оттенком	Темно-зеленый, дымчато-зеленый с синим оттенком	Темный, индиговосиний до черного	»
73/59	Арфведсонит-эгириновый гранит	Пачинский	1.715	—	1.695	—	(с:Ng) 10—12	Бурый	Темно-зеленый	Почти черный	Катофорит
51/62	То же	Пурначский	1.724	1.721	1.702	—	6	Темно-синий	»	Желто-коричневый	»
53/62	» »	»	1.722	1.720	1.700	—	5	»	»	То же	»
44/62	» »	Стрельнинский	1.718	1.716	1.696	—	16	Светлый, буровато-серый	»	Черный, слегка синеватый	»
106/66	Эгиринарфведсонитовый гранит с энigmatитом	Западных Кейв	1.718	1.715	1.697	—	27	Темно-синий	»	Светло-коричневый	»
107/66	То же	То же	1.716	1.713	1.696	—	14	»	»	То же	»
114/66	» »	» »	1.716	1.713	1.696	—	19	»	»	»	»
349/57	» »	» »	1.716 1.716	1.713 1.709	1.696 1.694	— —	10 14	Сине-зеленый Бурый	Темно-зеленый	Почти черный То же	»
105/66	» »	» »	1.707	1.704	1.686	—	15	»	»	» »	»
108/66	» »	» »	1.712	1.708	1.690	—	22	»	»	» »	»
109/66	» »	» »	1.712	1.708	1.690	—	16	»	»	» »	»
52/62	» »	Пурначский	1.723	1.720	1.701	—	6	Темно-синий	»	Желто-коричневый	»
64/63	» »	Дайки к северу от Белых тундр	1.720	1.715	1.706	—	0	Желто-зеленый	»	Сине-зеленый до черного	»
			1.723	1.720	1.701	—	5	Темно-синий	»	Желто-коричневый	»
69/63	Эгиринарфведсонитовый гранит	Дайки к северу от Белых тундр	1.723	1.720	1.701	—	6	Темно-синий	»	Желтый	»

Таблица 15 (продолжение)

Номер образца	Порода	Массив	Показатели преломления			2V	с:Np	Плеохроизм			Амфибол
			Ng	Nm	Np			Ng	Nm	Np	
185/71	Авгит-ленидо-мелановый гранодиорит	Коютынский	1.692	1.683	1.668	75	24	Темный, бурозеленый	Буро-зеленый	Коричневый	Гастингсит
182/71	То же	»	1.680	1.671	1.671	70	23	Темный, бурозеленый	Зеленый	»	»
187/71	Ленидомелан-феррогастингситовый гранит	»	1.720	1.714	1.695	57	18	Темно-зеленый, почти черный	Темно-зеленый	Темный, зеленовато-коричневый	Феррогастингсит
143/69	То же	Поканьгский	1.719	1.716	1.696	60	18	Темный, синезеленый	»	Темный, зеленовато-желтый	То же
1773а	» »	Канозерский	1.720	—	1.704	48	20	Темно-зеленый	Сине-зеленый	Желто-зеленый	»
1740	» »	»	1.722	—	1.698	36	15	»	»	Зеленовато-желтый	»
31/61	» »	о. Медвежий	1.728	—	1.709	—	21	Зеленовато-черный	»	Желто-зеленый	»
97/64	Ленидомелановый гранит	Озеро Явр	1.732	1.729	1.710	—	12	Сине-зеленый	Темно-зеленый	Темно-бурый	»
Б/и	Граносиенит	Гремяха-Вырмес	1.675	1.666	1.651	63—65	18—29	Бледно-голубой	Бледно-фиолетовый	Бледно-желтый	Гастингсит
1167	»	К северу от Белых тундр	1.714	1.710	1.693	—	20	Темно-сине-зеленый	Желто-зеленый	Темно-желтый	Феррогастингсит
68/63	»	То же	1.732	1.730	1.707	—	16	То же	То же	»	То же
112/66	Нефелинсодержащий сиенит	Кульйокский	1.727	1.725	1.708	—	19	Темно-сине-зеленый	Темно-зеленый, почти черный	Темно-зеленый с коричневым оттенком	»
110/60	То же	»	1.721	1.719	1.704	—	17	Темно-зеленый	Зеленый	Желто-зеленый	»

Примечание. Обр. 3 определен И. А. Бергманом, обр. 4, 5, 9 — И. В. Гинзбург, обр. 6 — Б. М. Куплетским, обр. 7 — А. А. Чумзковым, обр. 8 — А. М. Ивановым, остальные — В. В. Колесниковой и Л. Федоровой.

цем (рис. 23, в). В отдельных участках гранита арфведсонит образует шпирообразные скопления и полосы. В таких скоплениях размер выделений его достигает 1—2 см. По химическому составу амфибол шпировых обособлений близок к рибекиту. Гораздо реже арфведсонит выделяется в виде мелких идиоморфных кристаллов, включенных в микроклин и альбит. Химический состав анализированных арфведсонитов (табл. 16, 5—9) имеет близкие соотношения главных окислов. Согласно У. А. Диру и др. (1965), они относятся к арфведсониту, так как в их формуле положение минала (X) около $\text{Ca}_{0,5}$, в ан. 10—13 X менее $\text{Ca}_{0,5}$. Эти амфиболы, по-видимому, следует отнести к переходной разновидности арфведсонита — рибекиту. Один из этих анализированных амфиболов был выделен из шпирообразного обособления в граните, второй — из кварцевой жилы. Преобладающая масса амфибола рассматриваемой группы щелочных гранитов имеет состав и свойства арфведсонита, особенно характерного для межформационных пластообразных массивов. В то же время среди эгириин-арфведсонитовых гранитов, особенно в дайкообразных телах и гранитах, залегающих в нижнем структурном ярусе или на границе с ним, содержание Na_2O в амфиболах снижается до 5—4% (табл. 17). Эти амфиболы имеют, как правило, положительное удлинение, что приближает их к катофоритам. По-видимому, в глубинных частях массивов щелочных гранитов выделялись более высокотемпературные амфиболы — катофориты, а в граносиенитах и кварцевых сиенитах — феррогастингситы.

Кроссит описан в щелочных гранитах массива Гремяха-Вырмес. А. А. Полканов и др. (1967) для него приводят следующие оптические свойства: $c : Nm = -36^\circ$, плеохроизм: по Ng — фиолетовый, по Nm — зеленовато-синий, по Np — зеленовато-желтый. Знак отрицательный и сильная дисперсия ($\rho > \nu$).

Рибекит в щелочных гранитах Кольского полуострова имеет значительно меньшее распространение, чем арфведсонит. Он обычно встречается как более поздний или вторичный минерал, в гранитах с наложенной альбитизацией и окварцеванием. Пойкилобласты рибекита отмечаются в эндоконтактных гранитах, в минерализованных жильных гранитах, в кварцевых жилах. От арфведсонита он отличается чистыми синими тонами плеохроизма и меньшим содержанием Са в минале (X). Для рибекита А. А. Чумаков (1958) приводит следующие константы: $Ng = 1.700$, $Np = 1.688$; $c : Np = 4^\circ$. Угол оптических осей отрицательный, малый.

В целом состав амфиболов в щелочных гранитах меняется от гастингсита до арфведсонита и рибекита. Возможно, они образуют непрерывную реакционную серию, как считает С. Ивао (Iwao, 1939). Вопрос этот требует исследования и подтверждения фактическими данными. Имеющиеся в настоящее время 13 химических анализов амфиболов из пород формации для окончательного решения вопроса недостаточны.

На диаграмме зависимости между составами и парагенезисами, предложенной А. Миаширо (Miyashiro, 1957), почти все (за исключением одного) анализированные амфиболы легли в поле амфиболов магматических пород (рис. 27).

Подавляющее большинство амфиболов как феррогастингситового, так и арфведсонитового состава выделялось в магматическую стадию, после кристаллизации главной массы лейкократовых минералов. Этот агпаитовый тип кристаллизации характерен для щелочных гранитов. Кристаллизация амфибола растянута по времени, так как он продолжает выделяться в кварцевых жилах, секущих граниты, а иногда образует лучистые агрегаты в плоскостях отдельности в гранитах.

Энигматит как один из главных породообразующих минералов встречается в нижних частях пластообразных интрузивных залежей и

		Коэффициенты													
$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$		19	19	25	33	32	53	34	23	37	30	39	16	30	
$\frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe + Mg}$		86	91	87	93	97	97	96	98	98	97	97	86	72	
		Количество ионов в пересчете на 24 (O, OH, F)													
Si	6.24	6.18	6.02	6.00	7.64	7.79	7.33	7.35	7.77	7.76	7.51	7.13	7.64		
Al	1.76	1.82	1.98	2.00	0.36	0.21	0.63	0.65	0.10	—	0.49	0.87	0.36		
Al	0.17	0.54	0.10	0.24	0.10	0.29	0.04	0.17	0.13	0.24	0.17	1.15	0.09		
Ti	0.28	0.09	0.13	0.09	0.24	0.25	0.04	0.09	0.13	0.24	0.13	0.07	0.10		
Fe ³⁺	0.73	0.73	1.05	1.40	1.43	2.28	0.05	1.04	0.02	0.34	1.75	0.50	1.21	4.96	
Mg	0.63	0.40	0.60	0.35	0.13	0.12	0.19	0.09	1.81	1.33	0.15	0.50	0.79		
Fe ²⁺	3.19	3.18	3.12	2.88	3.02	2.00	3.12	3.52	0.06	3.18	2.75	2.78	2.77		
Mn	0.08	0.06	0.09	0.04	0.08	0.06	0.04	0.09	0.06	—	0.05	—	—		
Na	0.54	0.22	0.44	1.19	1.89	2.35	1.45	1.60	2.31	1.66	2.12	1.69	1.74		
Ca	1.74	1.84	1.23	1.41	0.59	0.69	0.66	0.52	0.49	0.36	0.17	0.28	0.45	2.57	
K + Li	0.33	0.60	0.73	0.40	0.09	0.2	0.25	0.39	0.43	0.52	0.38	0.35	0.38		
OH	1.54	1.76	2.49	1.64	0.71	1.25	1.92	0.32	0.53	1.09	1.47	2.48	1.82		
F	0.24	0.11	0.27	0.13	0.48	—	—	—	—	—	—	—	—		
O	0.22	0.13	—	0.23	0.81	0.75	0.08	1.68	1.47	0.91	0.53	—	0.18		

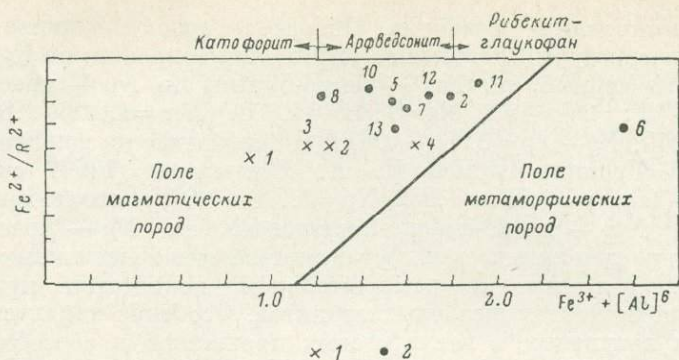
Примечание. 1-4 — феррогастингсит: 1 — из средней пробы биотит-феррогастингситового гранита (187/71), Коютынгский массив, анал. Е. А. Кульчицкая (кроме того, определены: Rb₂O — 0.0012, Ni — 0.005, Zn — 0.07), 2 — из средней пробы биотит-феррогастингситового гранита (143/69), Иоканьгский массив, анал. Е. И. Успенская, 3 — из биотит-феррогастингситового гранита (1740), Канозерский массив, анал. Г. И. Смирнова, 4 — из щелочного сиенита (150/69a), Сахарйокский массив, анал. Е. А. Кульчицкая (кроме того, определены: Rb₂O — 0.007, ZnO — 0.10, Nb₂O₅ — 0.046, Ta₂O₅ — 0.002); 5-9 — арфведсонит: 5 — из средней пробы эгирин-арфведсонитового гранита (2/37), к северу от горы Юмнеруайв, массив Западных Кейв, анал. А. М. Бондарева, 6 — из средней пробы эгирин-арфведсонитового гранита (1/57), р. Сахарная, массив Западных Кейв, анал. Е. А. Кульчицкая, 7 — из крупнозернистого щелочного гранита (2063), Ровгора, массив Западных Кейв (Чумаков, 1958), 8, 9 — из щелочных гранитов горы Урма-варака (Куплетский, 1933); 10 — арфведсонит-рибекит из щелочного гранита горы Кедикуйв, массив Западных Кейв (Воробьева, 1932); 11 — близкий рибекиту амфибол из щлдрового обособления в крупнозернистом щелочном граните, массив Западных Кейв (Чумаков, 1958); 12 — рибекит из кварцевой жилы в щелочном граните, массив Западных Кейв (Чумаков, 1958); 13 — арфведсонит из щелочного гранита (75), массив Гремяха-Вырмес (Шолканов и др., 1967). Кроме того, определен: SrO — 0.02.

Содержание щелочей в амфиболах щелочных гранитоидов (вес. %)

Номер образца	Массив	Положение массива	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O
Арфведсонит					
101б/66	Западных Кейв	Межформационное тело	9.0	1.37	0.38
101в/66	То же	То же	8.68	1.26	0.28
101е/66	» »	» »	8.34	0.87	0.13
102б/66	» »	» »	8.10	0.95	0.14
121/66	» »	» »	8.10	1.71	0.60
102в/66	» »	» »	7.45	0.96	0.13
102д/66	» »	» »	6.98	0.85	0.13
101г/66	» »	» »	6.79	0.92	0.12
101д/66	» »	» »	6.70	1.15	0.11
53/62	Пурначский	» »	7.84	1.29	0.27
52/62	»	» »	7.00	1.28	0.21
181/70	Лаврентьевский	» »	7.82	1.33	0.49
175/70	»	» »	7.60	1.34	0.50
166/70	Понойский	» »	6.98	1.30	0.28
169/70	»	» »	6.92	1.32	0.23
73/59	Пачинский	» »	6.86	1.27	0.16
Катофорит					
64/63	К северу от Белых тундр	Дайка	6.06	0.74	0.15
69/63	То же	»	5.30	1.30	0.12
60/63	Белых тундр	Подошва интрузии	4.94	1.14	0.14
115/66	Западных Кейв	Дайкообразный подводящий канал	6.03	1.39	0.11
6/57	То же	То же	4.22	1.66	0.10
349/57	» »	» »	5.05	1.48	0.10
107/66	» »	» »	5.07	1.49	0.09
114/66	» »	» »	5.02	1.46	0.09
106/66	» »	» »	4.24	1.48	0.07
115б/66	» »	» »	4.22	1.57	0.08
105/66	» »	» »	4.07	1.55	0.05
108/66	» »	» »	3.91	1.63	0.03
Феррогастингсит					
487/58	Канозерский	Дайкообразная интрузия	1.63	1.65	0.04
458/58	»	То же	1.51	1.83	0.08
413/58	»	» »	1.55	1.62	0.09
123/66	К северу от Белых тундр	Дайка	1.82	1.59	0.01

Примечание. Аналитики М. П. Тарасова, Е. П. Федотова.

дайках щелочных гранитов, где его содержание колеблется в пределах 3—5%. К кровле интрузий содержание энigmatита постепенно убывает. В массивных и слабогнейсовидных гранитах энigmatит образует зерна ксеноморфных очертаний размером до 0.8 см в поперечнике, развивающиеся так же, как амфиболы и эгирин, в промежутках между полевыми шпатами и кварцем. В грубогнейсовидных разновидностях гранитов энigmatит образует сильно вытянутые уплощенные кристаллы длиной до 4—5 см при ширине в несколько миллиметров и толщине менее миллиметра. Все кристаллы энigmatита в породе имеют закономерную ориентировку, совпадающую с линейной ориентировкой темноцветных минералов. Энigmatит в таких породах обычно распределяется полосами. Полосы гранитов, богатых энigmatитом, чередуются с полосами, где темноцветные преимущественно представлены эгирином и арфведсонитом. При наличии длинных плосковытянутых кристаллов энigmatита в ряде случаев можно наблюдать, что они несколько винтообразно скручены или слегка изогнуты.



Р и с. 27. Зависимость между составами и парагенезисами катофорита, арфведсонита и рибекита-глаукофана. По А. Мнаширо (Miyashiro, 1957).

1 — феррогастингситы; 2 — арфведсонит-рибекит. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 16.

В гнейсовидных разновидностях энigmatитовых гранитов, которые слагают дайкообразные тела, энigmatит выделяется в виде тонких уплощенных кристаллов длиной до 2—3 см при ширине до 1, реже 2 мм и менее и толщине в доли миллиметра. В породе они располагаются в виде скоплений, ориентированных линейно в одном направлении. Реже наблюдается и плоскостная их ориентировка.

Макроскопически энigmatит имеет черный цвет, призматический габитус и отчетливо выраженную продольную штриховку.

В шлифах энigmatит образует более или менее удлинённые зерна с изрезанными контурами, включающие в себя мелкие выделения эгирина,

Таблица 18
Состав энigmatитов

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
Химический состав, вес. %					
SiO ₂	40.44	40.99	CaO	0.72	0.35
TiO ₂	8.35	8.83	Na ₂ O	6.30	6.45
Al ₂ O ₃	1.55	0.70	K ₂ O	0.01	0.02
Fe ₂ O ₃	4.55	3.20	H ₂ O ⁻	0.32	0.23
FeO	36.80	37.82	H ₂ O ⁺	0.00	0.57
MnO	0.74	1.02	F	0.13	Не опр.
MgO	0.19	0.15			
			Сумма	100.03	100.33

Коэффициенты

$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$	10	7	$\frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe + Mg}$	99	99
---	----	---	--	----	----

Количество ионов в пересчете на 42 (O, OH, F)

Si	12.13	12.35	Mn	0.18	0.24
Ti	1.88	2.00	Na	3.67	3.76
Al	0.56	0.25	Ca	0.23	0.11
Fe ³⁺	1.03	0.72	F	0.11	—
Mg	0.09	0.07	O	0.89	—
Fe ²⁺	9.23	9.50			

Примечание. 1 — из щелочного гранита (1109), массив Западных Кейв, anal. А. М. Бондарева; 2 — из щелочного гранита (6), массив Гремяха-Вурмес (Полканов и др., 1967).

амфибола, микроклина и кварца. Обладает хорошей спайностью. Цвет в шлифах красно-бурый. Отчетливо выражен плеохроизм: по Ng — темно-бурый, почти черный, по Nm — темно-бурый, по Np — красно-бурый; $c : Ng = 40-43^\circ$; $2V \approx 40^\circ$; $Ng = 1.865-1.880$, $Nm = 1.819-1.820$, $Np = 1.797-1.810$; $Ng-Np = 0.060-0.070$. В энigmatите из щелочных гранитов массива Гремяха-Вырмес И. А. Бергманом (1962) определены: $c : Ng = 45-50^\circ$; $Ng = 1.850-1.852$, $Np = 1.790-1.810$; плеохроизм по Ng — черный, по Nm — темно-красно-коричневый, по Np — красно-бурый. В табл. 18 приведен химический состав энigmatитов из щелочных гранитов.

Астрофиллит. В незначительном количестве присутствует во всех разновидностях щелочных гранитов. Особенно характерен астрофиллит для кварцевых и пегматитовых прожилков и обособлений. Повышенное содержание астрофиллита отмечается в гранитах Пачинского, Пурначского массивов и массива Белых тундр. В породах астрофиллит выделяется в виде тончайших волосовидных кристаллов с ромбическим поперечным сечением, обычно собранных в пучковидные, звездчатые или радиально-лучистые агрегаты диаметром от 1—2 мм до 2—3 см, заключенные в зерна кварца. В кварцевых зернах астрофиллит пронизывает весь агрегат. На стыках отдельных зерен кварца содержание астрофиллита повышается, но ориентировка его в большинстве случаев сохраняется. Астрофиллит на границе кварца с другими минералами прекращает рост и лишь изредка переходит в полевые шпаты. Кроме того, астрофиллит развивается на периферии зерен эгирина и арфведсонита, образуя спутанно-волокнистые агрегаты или пластинчатые выделения.

Таблица 19

Химический состав астрофиллита

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	40.41	35.56	37.67	44.87
TiO ₂	10.12	11.59	10.62	10.36
ZrO ₂	0.25	0.25	0.72	Сл.
Al ₂ O ₃	1.45	1.96	1.75	Сл.
Fe ₂ O ₃	7.33	7.05	3.15	} 34.25
FeO	25.16	27.96	29.37	
MnO	0.90	1.20	1.59	1.38
MgO	0.21	0.13	0.13	Нет
CaO	1.76	1.90	2.08	2.12
Na ₂ O	2.14	1.93	1.72	2.16
K ₂ O	4.68	5.40	4.39	3.50
H ₂ O	0.88	0.68	0.22	—
П. п. п.	—	—	—	2.36
H ₂ O ⁻	3.76	3.38	3.45	1.21
BaO	0.26	0.07	0.30	Не опр.
Nb ₂ O ₅	0.20	Не опр.	0.42	Не опр.
F	0.90	1.17	0.87	Нет
PbO	Не опр.	0.14	0.14	Не опр.
Сумма	100.41	100.36	100.74	102.21
—O~F	—0.40	—0.50	—0.37	—
	100.01	99.86	100.37	—
Уд. вес	—	—	3.330	3.24

Примечание. 1 — из эгирин-арфведсонитового гранита (1958), массив Западных Кейв, гора Юмперуайв, анал. З. И. Гороженко; 2 — из арфведсонит-эгириново-гранита (70/59), Пачинский массив, анал. А. В. Мокрецова; 3 — из эгирин-арфведсонитового гранита (110/63), массив Белых тундр, анал. Е. А. Кульчицкая (кроме того, определено (вес. %): TR₂O₃ — 0.35, SnO — 1.29, Li₂O — 0.05, Rb₂O — 0.45, Cs₂O — 0.01); 4 — из кварцевой жилы, массив Западных Кейв, гора Урма-варака (Куплетский, Воробьева, 1930).

Цвет неизмененного астрофиллита золотисто-коричневый различных оттенков. В шлифах обнаруживается отчетливый плеохроизм от желтого или зеленовато-желтого по Np до оранжевого, оранжево-бурого по Ng. Оптические свойства астрофиллита, выделенного из различных разновидностей гранитов, взятых из различных массивов следующие: $N_g=1.754-1.752$, $N_m=1.726-1.732$, $N_p=0.699-1.718$; $N_g-N_p=0.035-0.055$; $c : N_g=0$; $2V=76^\circ$.

В табл. 19 представлены результаты химического анализа астрофиллитов, выделенных из щелочных гранитов, а также для сравнения приведен состав астрофиллита из кварцевой жилы, залегающей в щелочном граните, и впервые изученного Б. М. Куплетским (1930).

Б и о т и т — лепидомелан — является одним из главных темноцветных минералов в лепидомелан-феррогастингситовых гранитах, граносиенитах и гранодиоритах. В эгирин-арфведсонитовых гранитах лепидомелан встречается в приконтактных разновидностях в виде второстепенной примеси.

В породах лепидомелан выделяется в виде удлинённых таблиц и пластинок с более или менее изрезанными контурами, обычно находящихся в субпараллельной ориентировке и располагающихся преимущественно среди зерен лейкократовых минералов. Обычно он также развивается по феррогастингситу, образуя кучные скопления удлинённых табличек с одновременным выделением акцессорных минералов — сфена, апатита, ортита, эпидота, магнетита, флюорита и др. (Батиева, Бельков, 1953).

Лепидомеланам из щелочных гранитов и сиенитов свойственны резкий плеохроизм и высокие показатели преломления, характерные для высокожелезистых разновидностей (табл. 20). Принадлежность их к железистым слюдам подтверждается и данными химического состава (табл. 21). Для лепидомеланов из щелочных гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов характерно весьма высокое содержание закисного железа, низкое содержание магнезии и, как правило, высокое содержание лития и рубидия, повышенное содержание цинка. Эти ярко выраженные геохимические особенности лепидомеланов щелочных гранитов и сиенитов связаны с их поздним выделением, частью в постмагматическую стадию.

Для пород формации щелочных гранитов и сиенитов магнезиальные слюды не свойственны. Присутствие флогонита отмечено в щелочных габброидах Сахарйокского массива и в некоторых разновидностях щелочных сиенитов массива Гремяха-Вурмес, также, по-видимому, генетически связанных с габброидами. Следовательно, железистость и магнезиальность слюд могут использоваться в качестве дополнительных критериев при выяснении формационной принадлежности гранитоидов и сиенитов.

Акцессорные минералы

Значение акцессорной составляющей горных пород для характеристики их петрографических особенностей, металлогенической специализации, корреляционной зависимости в последнее время подтверждается в полной мере (Ляхович, 1968). Изучению акцессорных минералов уделяется все возрастающее внимание. На особый интерес акцессорной минерализации щелочных гранитов Кольского полуострова нами обращалось внимание ранее (Батиева, Бельков, 1953; Бельков, Батиева, 1963, 1965). В последнее время получен новый большой фактический материал, качественный и количественный, существенно дополняющий петрографическую характеристику пород формации.

Акцессорные минералы изучались с применением традиционных методов петрографического и минералогического исследований. Количественное их содержание устанавливалось наиболее точным — весовым

Таблица 20
Оптические свойства слюд

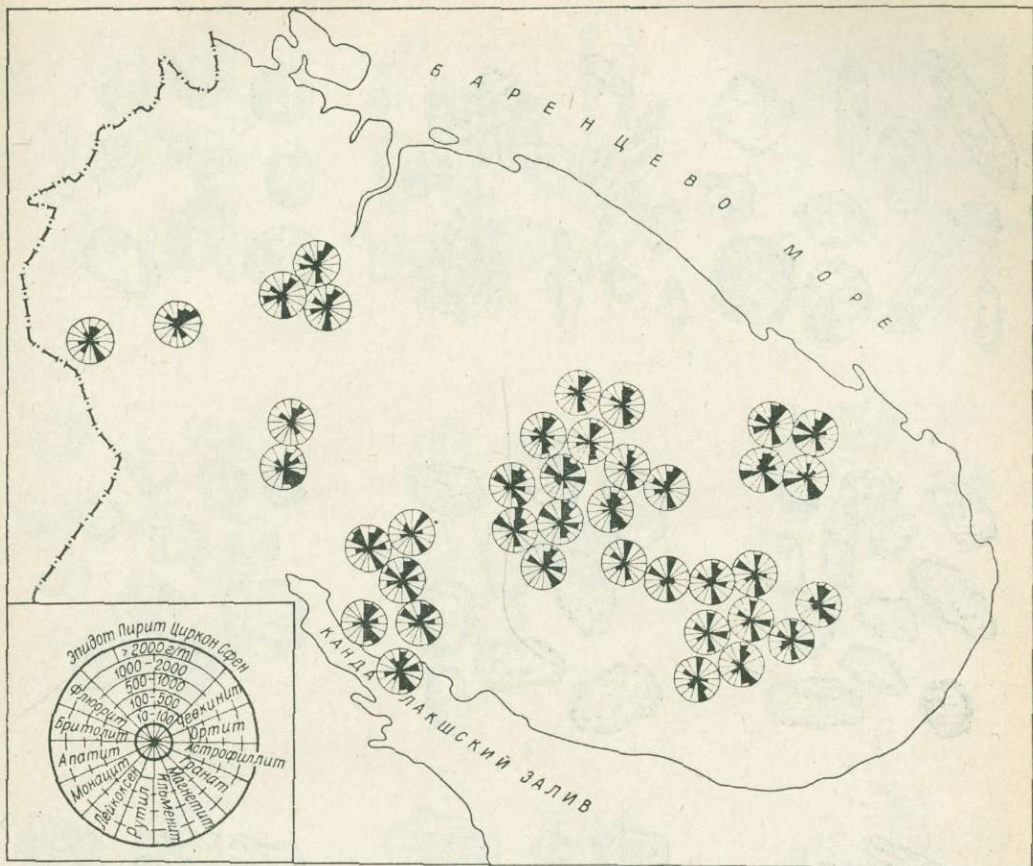
Номер образца	Порода	Массив	Показатели преломления		2V	Плеохроизм	
			Ng ≈ Nm	Np		Ng ≈ Nm	Np
185/71	Авгит-лепидомелановый гранодиорит	Кюотингский	1.662	1.609	0	Желто-бурый	Светло-бурый
187/71	Лепидомелан-феррогастингситовый гранит	»	1.658	1.597	0	»	»
143/63	То же	Поканьгский	1.692	1.626	0	Зеленовато-бурый	Светло-зеленовато-бурый
458/58	» »	Канозерский	1.677	1.606	—	»	Светло-зеленый
1740	» »	»	1.684	1.609	0	Темно-зеленый	»
31/61	» »	о. Медвежий	1.680	1.611	—	Буро-зеленый	Зеленый
179/70	Лепидомелановые граниты с эгирином и арфведсонитом	Лаврентьевский	1.674	1.606	0	»	Светлый, буро-зеленый
66/63	То же	Дайки к северу от Панских тундр	1.687	1.610	0	Бурый, темно-бурый	Светло-зеленовато-желтый
1—19/57	Магнетит-эгириновые граниты	Западных Кейв	1.666	1.604	0	Темно-зеленый	Светло-зеленый
34/57	То же	То же	1.678	1.609	—	Зеленовато-коричневый	»
36/63	» »	Белых тундр	1.652	1.590	0	Коричневый	Светло-желтовато-зеленый
172/70	» »	Понойский	1.711	1.631	0	Бурый	Светло-бурый
282/57	Эгиринов-арфведсонитовые граниты	Западных Кейв	1.750— 1.730	1.666	—	Красновато-коричневый	Светло-зеленый
69/63	То же	К северу от Белых тундр	1.710	1.621	0	Коричневый	Светло-зеленоватый
64/63	» »	То же	1.694	1.627	0	Темно-зеленый	Светло-зеленый
60/63	» »	Белых тундр	1.654	1.588	0	Коричневый	Светло-зеленоватый
62/63	» »	То же	1.708	1.620	0	Зеленовато-коричневый	»
63/63	» »	» »	1.710	1.625	0	То же	»
176/70	» »	Лаврентьевский	1.693	1.616	0	Буро-зеленый	Светло-бурый
68/63	Щелочные граносиениты	К северу от Белых тундр	1.713	1.621	—	Темный, буро-зеленый	Светло-зеленовато-желтый
1667/63	То же	То же	1.704	1.613	0	То же	Оранжево-желтый
155/69	Щелочные габброиды	Сахарйокский	1.597	—	—	Темно-коричневый	Светло-желтый
86/64	Щелочные сиениты	»	1.684	1.612	0	Темный, буро-зеленый	Светло-зеленый
		»	1.692	1.620	0	Зеленый	»
35/66	То же	Кульйокский	1.675	1.604		»	»
103/66	Нефелиновые сиениты	Сахарйокский	1.682	1.609	5—7	Буро-зеленый	Светло-бурый
4/58	То же	»	1.678	1.612	0	Буро-зеленый, почти черный	»

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Химический состав, вес.%								
SiO ₂	34.47	35.18	38.20	41.84	35.69	32.95	35.31	36.45
TiO ₂	1.55	2.14	2.78	0.75	3.51	2.12	1.32	2.80
Al ₂ O ₃	16.01	14.14	9.27	13.15	12.62	14.47	13.35	12.87
Fe ₂ O ₃	5.26	8.85	4.52	1.82	4.14	5.95	6.98	7.52
FeO	26.99	22.59	28.08	6.86	25.62	29.39	25.74	22.82
MnO	0.42	0.58	0.36	0.13	0.72	0.81	1.76	2.28
MgO	2.07	1.96	0.60	17.92	4.21	1.11	0.14	0.80
CaO	1.86	0.60	0.22	0.07	0.44	0.56	0.30	0.22
Na ₂ O	0.32	0.16	0.12	0.77	0.26	0.22	0.48	0.61
K ₂ O	6.89	7.78	8.85	10.03	9.32	8.41	8.61	8.78
H ₂ O ⁺	3.45	4.22	3.39	0.83	1.61	2.69	2.82	2.08
П. п. п.	—	—	—	1.83	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0.41	1.04	0.12	0.06	0.10	0.06	0.08	0.00
ZrO ₂	—	—	—	—	0.01	0.025	—	0.04
Li ₂ O	0.067	0.41	1.00	1.20	0.54	0.44	0.80	0.99
Rb ₂ O	0.060	0.13	0.37	0.17	0.14	0.20	0.43	0.42
Cs ₂ O	0.0016	0.01	0.028	0.012	0.013	0.02	0.03	0.03
F	0.20	0.52	2.37	2.97	0.93	0.47	0.83	1.15
P ₂ O ₅	—	0.32	0.00	—	—	—	0.25	—
(Ta, Nb) ₂ O ₅	—	—	0.099	0.009	0.035	0.116	0.21	0.19
Cl	—	—	—	—	—	—	—	0.02
Zn	—	—	0.42	0.027	0.10	0.15	—	0.40
Сумма — (F ~ O)	99.94	100.35	99.71	99.19	99.61	99.95	99.08	99.99
Коэффициенты								
$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$	16	26	28	19	13	16	20	23
$\frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe + Mg}$	88	90	99	21	78	93	99	96

Таблица 21 (продолжение)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH, F)								
Si	2.85 } 4.00	3.00 } 4.00	3.21 } 4.00	3.03 } 4.00	2.89 } 4.00	2.70 } 4.00	2.96 } 4.00	2.99 } 4.00
Al	1.15 } 4.00	1.00 } 4.00	0.79 } 4.00	0.97 } 4.00	1.11 } 4.00	1.30 } 4.00	1.04 } 4.00	1.01 } 4.00
Al	0.40 } 3.00	0.40 } 3.00	0.12 } 3.00	0.15 } 3.00	0.06 } 3.00	0.17 } 3.00	0.27 } 2.98	0.23 } 3.00
Ti	0.10 } 3.00	0.13 } 3.00	0.17 } 3.00	0.04 } 3.00	0.21 } 3.00	0.12 } 3.00	0.08 } 3.00	0.17 } 3.00
Fe ³⁺	0.32 } 3.00	0.57 } 3.00	0.28 } 3.00	0.09 } 3.00	0.25 } 3.00	0.37 } 3.00	0.44 } 3.00	0.46 } 3.00
Fe ²⁺	1.86 } 3.00	1.60 } 3.00	2.00 } 3.00	0.42 } 3.00	1.73 } 3.00	2.03 } 3.00	1.80 } 2.98	1.55 } 3.00
Mn	0.03 } 3.00	0.05 } 3.00	0.02 } 3.00	0.01 } 3.00	0.05 } 3.00	0.04 } 3.00	0.12 } 3.00	0.16 } 3.00
Mg	0.27 } 3.00	0.24 } 3.00	0.07 } 3.00	1.93 } 3.00	0.50 } 3.00	0.13 } 3.00	0.02 } 3.00	0.10 } 3.00
Li	0.02 } 3.00	— } 3.00	0.34 } 3.00	0.36 } 3.00	0.17 } 3.00	0.14 } 3.00	0.27 } 3.00	0.31 } 3.00
								Zn—0.02 }
Ca	0.16 } 1.03	0.05 } 1.03	0.02 } 1.03	— } 1.03	0.04 } 1.07	0.05 } 1.07	0.04 } 1.04	0.02 } 1.05
Na	0.05 } 1.07	0.02 } 1.07	0.02 } 1.07	0.11 } 1.07	0.04 } 1.07	0.03 } 1.07	0.08 } 1.04	0.10 } 1.05
K	0.72 } 1.00	0.85 } 1.00	0.94 } 1.00	0.92 } 1.00	0.98 } 1.00	0.84 } 1.00	0.90 } 1.00	0.91 } 1.00
Rb	— } 1.00	— } 1.00	0.02 } 1.00	— } 1.00	0.01 } 1.00	0.01 } 1.00	0.02 } 1.00	0.02 } 1.00
H ₂ O	0.07 } 1.00	0.08 } 1.00	— } 1.00	— } 1.00	— } 1.00	0.07 } 1.00	— } 1.00	— } 1.00
F	0.05 } 2.00	0.13 } 2.00	0.62 } 2.00	0.67 } 2.00	0.24 } 2.00	0.12 } 2.00	0.22 } 2.00	0.29 } 2.00
OH	1.11 } 2.00	0.58 } 2.00	1.38 } 2.00	0.40 } 2.00	1.18 } 2.00	1.56 } 2.00	1.17 } 2.00	0.93 } 2.00
O	0.84 } 2.00	1.29 } 2.00	— } 2.00	0.93 } 2.00	0.58 } 2.00	0.32 } 2.00	0.61 } 2.00	0.78 } 2.00

Примечание. 1—3, 5—8 — лепидомелан: 1 — из лепидомелан-феррогастингситового гранита (143/69), Иоканьский массив, анал. Е. И. Успенская, 2 — из лепидомелан-феррогастингситового гранита (1740), Канозерский массив, анал. Е. А. Кульчицкая, 3 — из лепидомеланового гранита (179/70), Лаврентьевский массив, анал. Е. А. Кульчицкая, 5 — из меланократового нефелинового сиенита (149/69), Сахарйокский массив, анал. Е. А. Кульчицкая, 6 — из щелочного сиенита (150/69), Сахарйокский массив, анал. Е. А. Кульчицкая, 7, 8 — из нефелинового сиенита (4/58, 103/66), Сахарйокский массив, анал. А. В. Мокрецова, Е. А. Кульчицкая; 4 — флогопит из щелочного габброида (155/69), Сахарйокский массив, анал. С. М. Мишина.



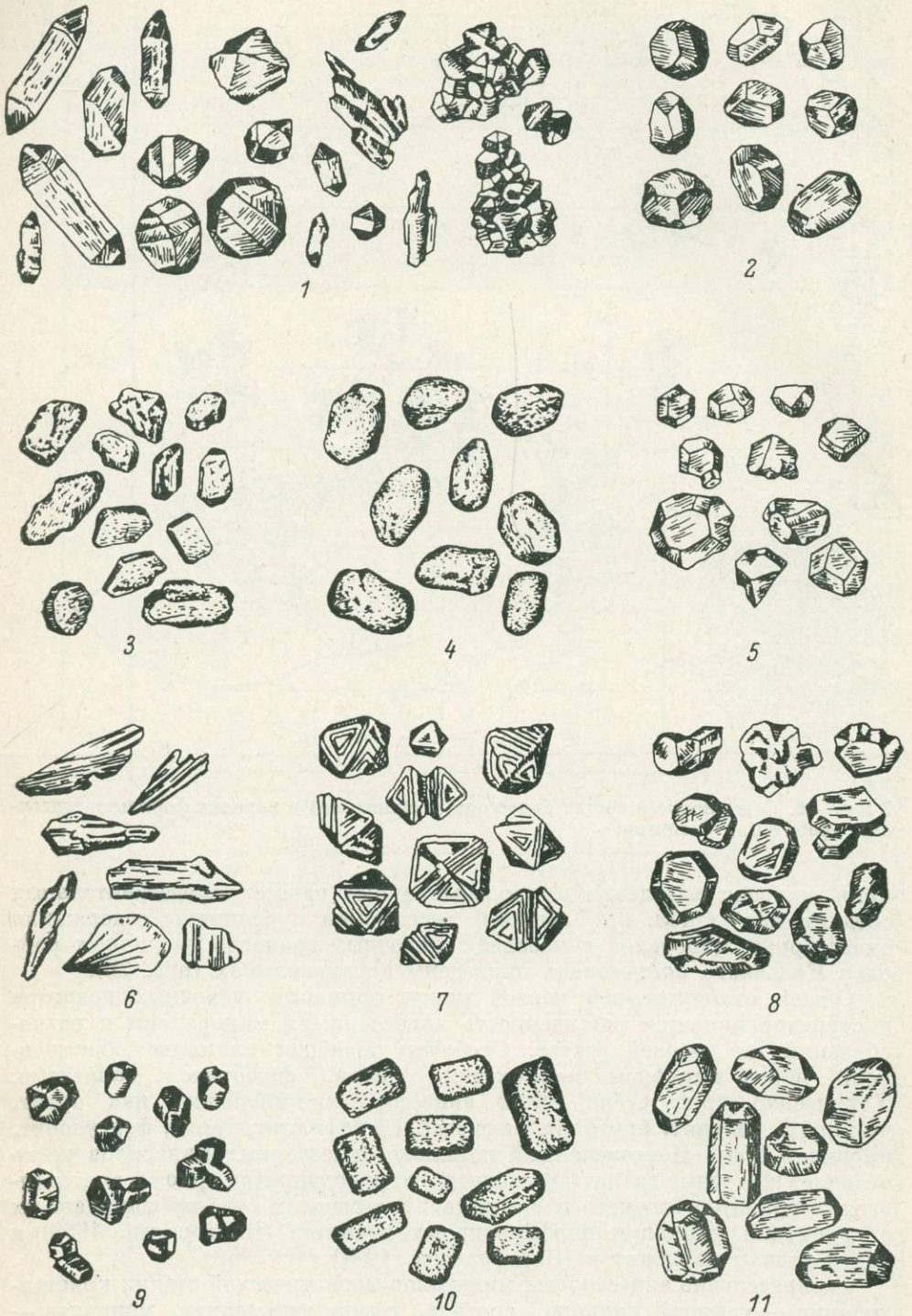
Р и с. 28. Содержание и состав акцессорных минералов в породах формации щелочных гранитов и сиенитов.

методом после выделения из отквартованных навесок представительных средних проб (табл. 6). Типичные ассоциации и величины содержания акцессорных минералов в массивах щелочных гранитов различных районов Кольского полуострова приведены на диаграммах (рис. 28).

Общей отличительной чертой пород формации щелочных гранитов и сиенитов является насыщенность акцессорными минералами и разнообразный их видовой состав. Особенно обращает внимание обогащенность пород цирконом, ильменитом, сфеном, флюоритом, апатитом. Характерно присутствие таких акцессорных минералов, как ортит, чевкинит, монацит, бритолит, эвксенит, астробиллит, торит, фергусонит, пирохлор и др. Перечисленный комплекс акцессорных минералов резко отличает щелочные граниты и сиениты от гранодиоритов архея и анатектических гранитов нижнего и среднего протерозоя и отчасти сближает их с гранитами формации порфиридных гранитов (Виноградов, 1968) и эндербитов и чарнокитов (Виноградова, 1971).

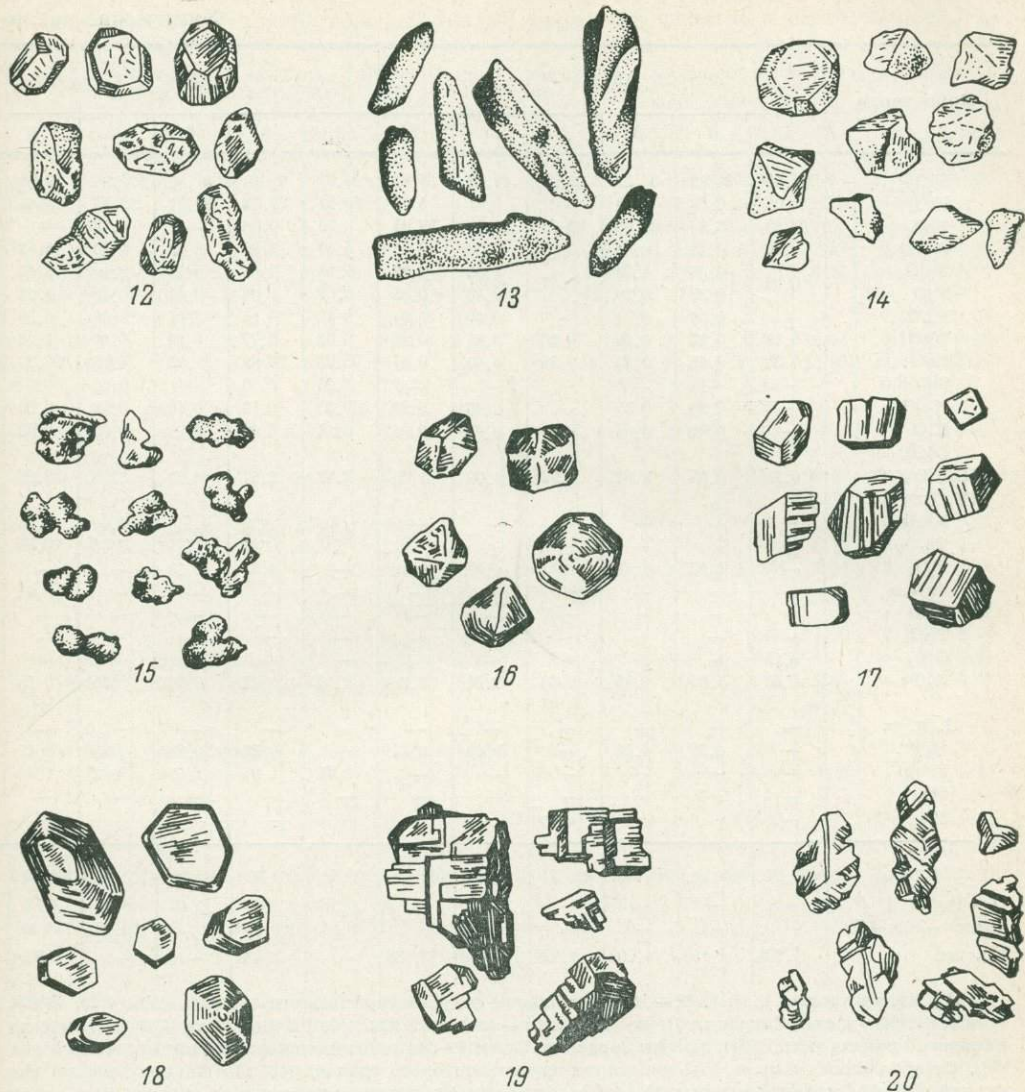
Распределение акцессорных минералов магматической стадии кристаллизации — раннего циркона, апатита, сфена, ильменита, монацита — зависит прежде всего от глубины эрозионного среза и коррелируется с особенностями петрографического состава главных типов щелочных гранитов.

Распределение акцессорных минералов постмагматических стадий минералообразования — позднего циркона (циртолитового типа), маг-



Р и с. 29. Формы выделения акцессорных минералов в щелочных гранитоидах.

1 — циркон; 2 — сфен; 3 — ортит; 4 — чевкинит; 5 — гранат; 6 — астрофиллит; 7 — магнетит; 8 — ильменит; 9 — рутил; 10 — энксенит; 11 — апатит; 12 — монацит; 13 — фергусонит; 14 — флюорит; 15 — торит; 16 — пироклор; 17 — пирит; 18 — молибденит; 19 — галенит; 20 — сфалерит.



Р и с. 29 (продолжение).

нетита, чевкинита, бриолита, бастнезита, фергусонита, торита, пирохлора, эвксенита, астрофиллита и др. — определяется локализацией и характером проявления наложенных метасоматических процессов, происходивших при участии летучих и подвижных компонентов (воды, фтора, щелочных элементов, кальция и др.). Заметное накопление этих минералов наблюдается в апикальных частях интрузий, в жильных гранитах, в тектонических зонах и других участках развития наложенного постмагматического минералообразования.

Ниже приводится краткая характеристика ведущих акцессорных минералов (рис. 29, табл. 22).

Ц и р к о н — один из главных акцессорных минералов. Отчетливо различаются два типа: обычный циркон, свойственный главной массе гранитов, и циркон, близкий циртолиту, характерный для жильных и

Химические анали

Компоненты	Циркон						Сфен				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	34.33	31.93	31.23	33.08	31.22	31.52	30.07	30.10	31.50	30.66	29.08
TiO ₂	0.08	0.08	0.09	—	0.11	0.16	29.22	29.73	30.81	35.15	25.45
ZrO ₂	63.30	63.50	61.93	62.78	61.10	59.37	0.50	0.08	—	0.19	—
Al ₂ O ₃	0.72	0.75	0.98	0.97	0.80	0.95	4.45	3.90	6.23	1.10	5.83
Fe ₂ O ₃	0.66	0.46	1.39	0.87	1.03	2.33	2.35	2.66	0.75	2.18	3.63
FeO		0.35	0.28		0.40	0.35	1.00	1.06	0.41	0.49	1.13
MnO	—	0.06	0.07	—	0.10	0.04	0.16	0.14	0.08	0.09	0.39
MgO	0.15	0.12	0.05	0.20	0.11	0.10	0.03	0.17	0.00	0.10	0.22
CaO	0.39	0.05	0.27	0.35	0.40	0.47	25.26	26.98	28.33	24.85	22.36
SrO	—	—	—	—	—	—	1.34	0.00	—	0.00	0.04
Na ₂ O	—	0.28	0.35	—	0.45	0.28	0.33	0.13	0.16	0.86	0.29
K ₂ O	—	0.01	0.05	—	0.02	0.01	0.14	0.06	0.23	0.06	0.02
CeO ₂	0.11	0.55	0.82	0.72	1.02	1.05	2.42	2.57	0.28	3.26	8.20
(La, Dy) ₂ O ₇											
(Y, Er) ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0.55	0.72	0.00	0.40	0.35
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—					
P ₂ O ₅	—	0.05	0.16	—	0.07	0.13	—	0.31	0.33	—	—
SnO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.42
PbO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ThO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
U ₃ O ₈	0.15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0.69	1.55	1.95	0.60	2.64	3.30	0.16	0.47	0.60	0.55	0.15
II. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	0.18	0.34	—	0.40	0.22	—	0.30	0.00	0.18	0.47
F	—	—	—	—	—	—	1.75	1.54	1.09	0.83	1.66
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.58	99.92	99.96	99.57	99.87	100.28	99.78	100.92	100.80	100.98	101.04
O ~ F	—	—	—	—	—	—	0.78	0.65	0.45	0.35	0.70
Сумма — (O ~ F)	—	—	—	—	—	—	99.04	100.27	100.35	100.63	100.34
Уд. вес	4.355	4.130	4.099	4.528	3.936	3.958	—	3.536	—	—	3.5994

Примечание. 1, 7, 8, 12 — из лепидомелан-феррогастингситового гранита (1954, 1720, 458/58, 101/666, 115/66), массив Западных Кейв; 4, 17, 24 — из миакита (87, 103/66), Сахарийковский массив ринового гранита (1056, 1061), массив Западных Кейв; 9 — из лепидомелан-феррогастингситового гра (86), Сахарийковский массив; 15 — из эгирин-арфведсонитового гранита (128/70), Лаврентьевский мас гранита (108/66), массив Западных Кейв; 22 — из меланократового нефелинового снетита (74/57), Сах М. И. Волкова; 2, 3, 5, 6 — А. М. Бондарева; 4 — Н. Л. Белькова; 8, 13, 14, 22, 23 — З. И. Горощен 20 — Л. Ф. Ганнибал.

контактных минерализованных разновидностей гранитов. Цирконы обычного типа имеют размеры от 0.015 до 0.5 мм в длину. Отношение длины к ширине обычно колеблется от 5 : 1 до 2 : 1, но может достигать и 10 : 1. Окраска светлая, желтоватая или неравномерная от бледно-розовой до темно-коричневой.

Циркон циртолитового типа выделяется не в виде индивидуальных кристаллов, а образует почковидные изометричные, удлинённые и дендритовидные обособления, на внешних поверхностях которых можно заметить множество мельчайших различно ориентированных граней основной бипирамиды (111). Окраска светлая и тусклый жирный блеск в изломе. Иногда они приобретают шоколадную окраску, вследствие пропитывания водными окислами железа или покрытия корочкой последних поверхности обособлений циркона.

Взаимоотношения циркона циртолитового типа с породообразующими минералами указывают на поздний, метасоматический рост циркона,

Таблица 22

зы аксессуарных минералов пород формации щелочных гранитов и снетитов (вес. %)о

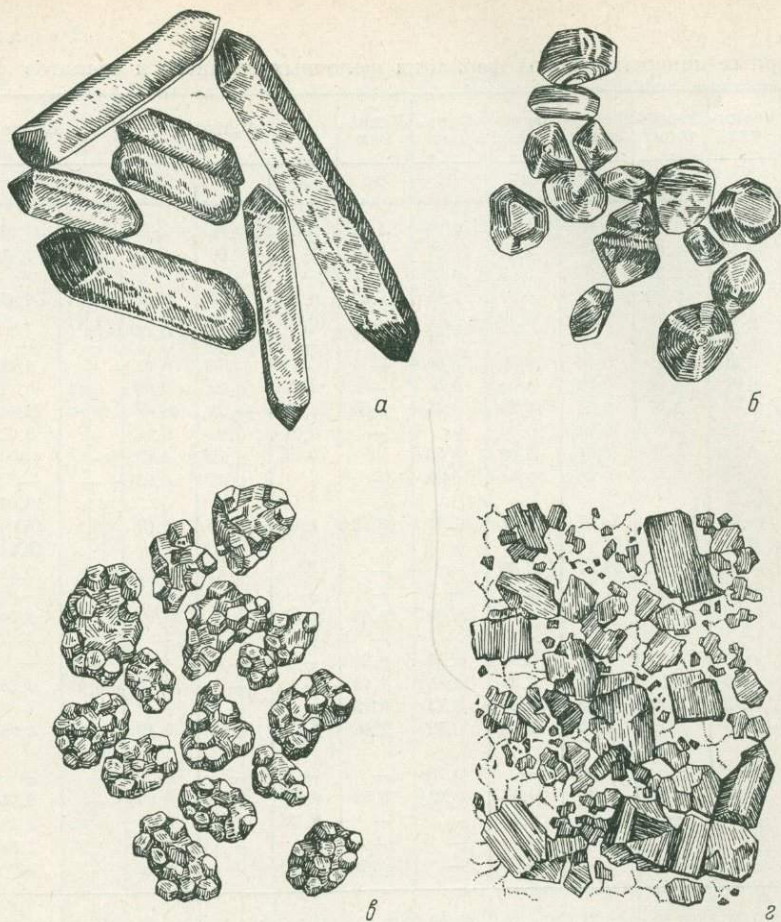
Ортит	Чевки-нит	Феррит-торит	Фергусонит	Пиро-хлор	Мона-цит	Ксено-тит	Апатит			Бритолит				
							12	13	14	15	16	17	18	19
31.32	29.55	20.99	22.41	0.98	1.07	3.09	4.82	0.24	0.70	2.16	22.98	17.88	18.55	
2.22	1.69	13.13	0.63	1.08	3.49	0.27	0.22	—	0.00	Сл.	0.78	0.00	—	
—	0.04	0.69	2.37	0.97	1.03	0.40	3.45	—	—	—	1.55	—	—	
12.79	11.41	0.72	3.66	3.18	0.77	0.17	1.57	0.24	0.90	0.18	1.07	0.49	0.26	
0.80	12.82	5.60	6.79	2.58	0.79	0.62	2.45	0.09	0.14	0.15	1.47	—	0.12	
14.29	2.57	8.55	0.34	—	—									—
0.45	0.41	0.41	Сл.	0.09	0.09	0.00	—	—	—	—	0.02	—	0.62	0.05
1.47	0.12	0.06	0.26	0.00	0.00	0.00	—	0.03	0.09	0.03	0.14	0.11	0.06	
9.64	11.05	2.76	3.07	2.36	11.99	0.44	0.00	54.75	51.97	49.49	10.80	12.64	18.39	
	0.00	0.12	—	0.00	0.00	—	—	0.04	0.50	0.14	—	0.07	—	
0.31	0.30	0.16	—	0.045	5.02	0.23	—	—	0.41	0.42	—	—	—	
0.26	0.08	0.08	—	0.065	0.14	0.08	—	—	0.05	0.03	—	—	—	
8.51	12.91	22.21	7.46	30.77	5.11	61.21	53.82	1.19	5.79	8.00	50.58	19.04	48.57	
13.44	11.33	18.88												—
0.38	0.42	0.51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	0.06	1.54	0.93	39.87	56.89	—	—	—	—	—	—	0.41	0.01	
—	0.00	0.27	0.02	1.18	3.86	—	—	—	—	—	0.13	—	0.001	
—	—	—	—	—	—	25.00	28.54	41.47	37.29	37.00	2.16	2.56	4.69	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	0.00	1.45	0.59	0.00	0.57	0.29	—	—	—	—	—	0.57	
0.75	0.27	1.30	37.30	4.53	0.25	5.86	1.13	—	—	0.12	0.97	0.32	2.76	
—	0.00	0.12	3.15	2.45	2.28	0.13	0.83	—	—	—	—	—	0.09	
He	3.98	1.78	8.49	5.42	2.23	0.62	2.56	0.12	0.00	0.19	He	4.03	3.53	
опр.	—	—	—	1.36	—	0.70	—	—	—	—	—	—	—	
0.34	0.60	0.33	1.92	1.96	0.47	0.19	0.53	0.00	0.00	0.08	—	0.83	—	
—	0.06	—	—	—	4.58	—	—	3.13	3.22	3.31	1.82	2.33	2.33	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.26	1.72	2.34	1.01	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—	—	0.11	
96.97	99.97	100.21	100.30	99.76	101.18	99.58	100.21	101.30	101.06	101.60	96.17	101.12	101.15	
—	0.02	—	—	—	1.92	—	—	1.31	1.35	1.39	0.77	1.00	1.00	
—	99.95	—	—	—	99.26	—	—	99.99	99.71	100.21	95.40	100.12	100.15	
—	3.646	4.3900	—	—	—	—	—	—	—	3.30	—	—	—	

1841), Канозерский массив; 2, 3, 10, 18, 19 — из эгирин-арфведсонитового гранита (1091, 1110, 1087, (кроме того, в 17-м определен нерастворимый остаток — 1.12); 5, 6 — из эндоконтактного магнетит-эги нита (143/69), Иоканьский массив; 11 — из пегматита (1095), массив Западных Кейв; 13 — из снетита сив; 16 — из эндоконтактного гранита (36/63), массив Белых туңдр; 21 — из арфведсонит-эгиринитового арийковский массив; 25 — из пегматита (II/66), Сахарийковский массив. Аналитики: 1, 7, 12, 24 — ко; 9, 15, 19, 25 — Е. И. Кульчицкая; 10, 11 — А. В. Мокрецова; 16, 17, 21 — Ю. Н. Новикова; 18,

выделяющегося цепочками или образующего крупные обособления размером до 1—2 см в поперечнике с типичной гелицитовой структурой. Различные формы выделений циркона в шлихах и участка шлифа прикон тактного минерализованного гранита, обогащенного цирконом, даны на рис. 30.

Оптические свойства цирконов весьма непостоянны. Наиболее ранние по времени выделения обладают максимальными значениями показателей преломления и двупреломления ($N_e=2.03-1.90$, $N_o=1.96-1.90$). Поздние цирконы циртолитового типа, как правило, изотропны и имеют низкий показатель преломления ($N=1.860-1.810$).

По своему химическому составу цирконы сравнительно мало различаются (табл. 22). Некоторое возрастание содержания TR и воды, а также Fe₂O₃ и CaO при одновременном снижении содержания ZrO₂ наблюдается от более ранних цирконов к более поздним.



Р и с. 30. Формы выделения циркона в щелочных гранитоидах, увел. 35.

a — удлиненно-призматические кристаллы из лепидомелан-феррогастингситовых гранитов; *б* — короткопризматические кристаллы из эгирин-арфведсонитовых гранитов; *в* — сростки бипирамидальных кристаллов из эндоконтактных минерализованных гранитов; *г* — рисунок шлифа эндоконтактного гранита, обогащенного цирконом.

Величина удельного веса циркона тесно связана со степенью их гидратации и переходом в метамиктное состояние и в общем падает от более ранних к более поздним. Общее высокое содержание циркона в щелочных гранитах по сравнению с обычными величинами его содержания в гранитоидах является выражением определенной геохимической специализации щелочногранитной маги.

С ф е н в шлифах наблюдается в виде конвертообразных или округлых выделений, включенных в зерна кварца и темноцветных минералов, а также располагающихся между зерен других породообразующих минералов. Часто выделяется в виде скоплений, приуроченных к краевым частям зерен темноцветных минералов.

Размер зерен колеблется от 0.05 до 0.5 мм. В шлифах имеет светлую желтовато-коричневую окраску. Иногда заметен плеохроизм от светлого серовато-желтого цвета по *Np* до желто-коричневого по *Ng*. В крупных зернах сфена проявляется совершенная спайность.

В выделенных из гранитов мономинеральных фракциях сфен обладает окраской, варьирующей от медово-желтой до темно-коричневой. Мелкие зерна сфена имеют округлую или чечевицеобразную форму, более крупные

его выделения представлены уплощенными кристаллами, с блестящими гранями, на которых заметны следы растворения и ребра между которыми всегда закруглены. На кристаллах развиты грани форм — (111), (100), (001), (110) и (102). Обычно неизменный сфен прозрачен или полупрозрачен. При изменении он мутнеет, становится трещиноват и по трещинам замещается белым или кремово-желтым тонкозернистым агрегатом анатазового лейкоксена. Последний может образовывать полные псевдоморфозы по сфену.

Изучение оптических свойств сфенов, выделенных из средних проб, привело к заключению об отсутствии достаточно постоянных значений показателей преломления, что можно связывать с колебаниями химического состава минерала: $N_g=1.95-2.093$, $N_m=1.812-1.940$ и $N_p=1.808-1.970$.

Химический анализ сфена из типичной разновидности щелочного гранита позволил установить повышенное содержание в нем TR, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Nb_2O_5 и соответственно пониженное содержание CaO и TiO_2 (табл. 22). Для сравнения приведен анализ сфена из амазонитовых пегматитов, генетически связанных с щелочными гранитами.

Повышенное содержание глинозема и редких земель свидетельствует о своеобразии этих сфенов и указывает на его близость к редкоземельным сфенам — кейльгауитам. Все сфены характеризуются близкими соотношениями редких земель. Более 60% содержания редких земель в сфенах составляют: Y_2O_3 , CeO_2 и Nd_2O_3 . Преобладают редкие земли иттровой группы (Бельков, Елина, 1971). Акцессорный сфен наряду с ильменитом концентрирует также такие элементы, как ниобий и тантал, в силу их тесной геохимической связи с титаном. Содержание ниобия и тантала в более поздних медово-желтых сфенах из контактных разновидностей гранитов несколько выше, чем в сфенах из типичных гранитов (Бельков, 1960).

О р т и т выделяется в форме овальных зерен и кристаллов размером от 0.05 мм до 0.25 мм и более. Иногда ортит образует порфиробласты размером до 5—8 мм в поперечнике. Мелкие зерна ортита часто ассоциируются с темноцветными минералами или образуют в них включения. В этом случае вокруг кристаллов ортита наблюдаются плеохроичные ореолы. В тех случаях, когда ортит располагается среди лейкократовых минералов, вокруг его зерен наблюдается радиальная трещиноватость. Цвет ортита в шлифах желтый, оранжевый, красно-бурый. В скрещенных николях слабо двупреломляет; некоторые участки зерен изотропны. Порфиробласты ортита, как правило, обнаруживают зональное строение. В центральной части порфиробласты ортита обычно имеют бутыльно-зеленый цвет и полностью изотропны. Центральное ядро окружено зоной ортита коричневатого-желтого цвета, причем ортит обнаруживает колломорфную структуру. Узкая периферическая зона бывает представлена ортитом бурого или оранжево-красного цвета, которая в скрещенных николях слабо двупреломляет. Границы между отмеченными зонами неровные, извилистые, бухтообразные. От центральной зоны к периферии наблюдается уменьшение величины показателя преломления от 1.708 до 1.590. Для ортита определены показатели преломления: $N_g=1.794-1.738$; $N_p=1.774-1.606$. Нередко ортит обрастается эпидотом или образует с ним непрерывный изоморфный ряд (Белолипецкий и др., 1967).

Ч е в к и н и т выделяется в виде скоплений ксеноморфных зерен, но иногда образует более или менее хорошо сформированные кристаллы размером до 1.0—3.0 мм вдоль длинной оси. Часто чевкинит содержит включения магнетита, циркона, кварца и других минералов. Собственный цвет чевкинита в изломе смоляно-черный, в тонких краях осколков он просвечивает коричневатого-красным цветом. Излом неровный, до раковистого, спайность отсутствует, блеск минерала стеклянный.

В шлифах чевкинит имеет коричневую или красную окраску различной интенсивности, заметно плеохроирует. Нередко частично или полностью изотропен. Показатель преломления в изотропном чевкинците: $N=1.930-1.946$. С поверхности чевкинит всегда покрыт корочкой вторичных продуктов изменения красно-бурого цвета (гидроокислы железа) или буровато-зеленого, желтого цвета (эпидот).

Магнетит является наиболее распространенным среди аксессуарных минералов ленидомелан-феррогастингситовых гранитов и контактных гранитов. В относительно небольших количествах магнетит присутствует почти повсеместно. В отдельных шлифах и пробах его содержание может достигать 6—10%. Наиболее высокие содержания магнетита отмечаются в гранитах бедных или лишенных темноцветных минералов, развиваясь, по-видимому, за их счет. В граните магнетит образует либо мелкую вкрапленность с размером зерен 0.01—0.05 мм, либо скопления более крупных выделений кристаллов магнетита размером от 0.05 до 0.3 мм и более. Мелкая вкрапленность магнетита распределена в породе неравномерно, образует полосы или линзы.

Крупные выделения магнетита обычно приурочены к цветным минералам и отмечаются повсеместно в ассоциации со сфеном, цирконом, чевкинцитом, апатитом, реже — ортитом.

Кроме магнетита, в породе отмечается пылевидный рудный минерал, представленный, по-видимому, окислами железа. Он развивается в больших количествах в катаклазированных гранитах, располагаясь между зернами минералов, а также особенно много его вдоль плоскостей дробления гранитов.

В пегматоидных прожилках и обособлениях среди крупнозернистых щелочных гранитов магнетит нередко образует крупные октаэдрические кристаллы размером до 1—2 см в поперечнике. Характерно, что магнетит является обычным минералом в пегматитах щелочных гранитов, но никогда не встречается в более поздних кварцевых жилах, в которых всегда присутствует ильменит. Поэтому можно полагать, что главная масса магнетита в щелочных гранитах, в том числе и в приконтактных их разновидностях, образовалась в магматическую стадию минералообразования, преимущественно на поздних ее этапах, до пегматитового включительно.

Количественными методами в магнетите определено содержание (в %) $Ti - 0.07-3.3$; $Cu - 0.001-0.009$; $V - 0-0.06$; $Ni - 0-0.0045$; $Co - 0-0.0059$; $Cr - 0-0.029$. Кроме того, в магнетите постоянно устанавливается присутствие Mn, Zn, Pb, Ga, Mo, Sn .

Ильменит. Наряду со сфеном является главным титансодержащим аксессуарным минералом в щелочных гранитах. Содержание ильменита резко падает в контактных богатых магнетитом разновидностях пород. Как правило, ильменит ассоциируется с кварцем и обычно содержит его в виде мелких округлых включений. Включения самого ильменита в другие минералы не отмечается. Ильменит образует самостоятельные идиоморфные выделения в форме толстотаблитчатых кристаллов с более или менее закругленными ребрами. Поверхность кристаллов гладкая, с сильным металловидным блеском. Цвет минерала смоляно-черный, черта также черная. Иногда наблюдается замещение ильменита с краев зерен и по трещинам бесцветным лейкоксеном. Химический анализ аксессуарного ильменита (аналитик Е. А. Кульчицкая), выделенного из средней пробы гранита (обр. 1/57), показал следующее содержание компонентов (вес. %): $TiO_2 - 47.83$; $Al_2O_3 - 0.32$; $Fe_2O_3 - 3.72$; $FeO - 39.87$; $MnO - 2.39$; $MgO - 0.08$; $CaO - 0.41$; $Nb_2O_5 - 0.31$; нерастворимый остаток (кварц) — 5.17; сумма — 100.10. Спектральным анализом в ильмените определены следы линий цинка и олова.

Торит (ферриторит). Встречен в качестве аксессуарного почти во всех разновидностях гранитов и в сиенитах в виде почковидных кол-

ломорфных выделений сургучно-красного цвета, покрытых с поверхности корочкой окислов железа. Показатель преломления меняется от 1.695 до 1.920. Колломорфное строение выделений ферриторита, присутствие в нем включений циркона циртолитового типа и приуроченность минерала к позднему кварцу, замещающему породообразующие минералы, свидетельствуют о его кристаллизации на позднем этапе минералообразования.

Ф е р г у с о н и т обнаружен в отдельных шлихах равномернозернистых и приконтактных гранитов в форме типичных веретеновидных тетрагональных кристаллов. Цвет минерала коричневый до черного, блеск смолистый. Спайность отсутствует, излом раковистый. Вследствие метамиктового распада изотропен и рентгеноаморфен. Показатель преломления высокий, непостоянный (от 1.92 до 2.00). Данные качественного спектрального анализа минерала, свидетельствующие о преобладающем содержании в нем Nb и Y, полностью совпадают с данными анализа фергусонита, выделенного из пегматитовых жил щелочных гранитов и ранее изученного (Бельков, 1958). Для фергусонита (обр. 36/63) из контактного порфириовидного щелочного гранита района горы Киевей (Панские тундры) сделан микрохимический анализ (табл. 22).

Э в к с е н и т встречается в незначительном количестве в большинстве средних проб эгирин-арфведсонитовых гранитов. В отдельных образцах пород из зон контактов обнаруживает местную концентрацию, образуя сравнительно крупные выделения. Принадлежность минерала к эвксениту установлена рентгенометрически, а также на основании внешних диагностических признаков. Обычно эвксенит образует мелкие таблитчатые, несколько удлинённые кристаллы с закругленными ребрами. Размер наиболее крупных кристаллов не превышает 1—2 мм вдоль длинной оси. Цвет минерала желтовато-коричневый, покрывающая кристаллы корочка продуктов изменения всегда имеет более светлую окраску. Вследствие метамиктного распада эвксенит оптически изотропен, в изломе обычно клееподобен. Показатель преломления непостоянен и колеблется в пределах от 1.943 до 2.2. Наиболее низкий показатель преломления был установлен для эвксенита из приконтактного гранита (обр. 1063/57). Здесь эвксенит образует крупные, до 0.5 см, кристаллы с отчетливыми гранями. Цвет эвксенита темный красновато-бурый. По нему развивается тонкозернистый агрегат бастнезита, образующего по мелким кристаллам полные псевдоморфозы. Наибольший показатель преломления определен в эвксените из гранитов массива р. Стрельны (обр. 44/62).

Качественным спектральным анализом в эвксените установлены Si, Nb (очень сильные линии), Ti, Ce, La (сильные линии), Be, Al, Th, Y, Mn, Mg (средние линии), Pb, Ca, Yb (слабые линии), Ta, Zr (очень слабые линии).

П и р о х л о р является одним из наиболее характерных акцессорных минералов нефелиновых сиенитов, реже встречается среди щелочных гранитов. Чаще пирохлор приурочен к выделениям темноцветных минералов. Концентрируется он также в пегматоидных прожилках и обособлениях в нефелиновых сиенитах. Пирохлор отличается разнообразием морфологии и цвета. По цвету выделяется три разновидности: темно-бурый, почти черный, с сильным металловидным блеском; светло-бурый, полупрозрачный, с сильным стекляннным блеском; канареечно-желтый, непрозрачный, со смоляным блеском. Кристаллы пирохлора хорошо образованы и делятся на два типа. На кристаллах первого типа преобладающее развитие имеют грани октаэдра (111), обычно в сочетании с гранями куба (010) и ромбододекаэдра (110); на кристаллах второго типа преимущественное развитие имеют грани ромбододекаэдра (110) в сочетании с гранями тетрагонтриоктаэдра (211).

В шлифах устанавливается, что пирохлор преимущественно образует одиночные идиоморфные кристаллы размером от 0.01 до 0.5 мм, включен-

ные в альбит, микролин и нефелин. Кроме того, пирохлор выделяется в межзерновых пространствах группами зерен, обычно в тесной ассоциации и в сростании с цирконом. В подобных скоплениях встречается лишь канареечно-желтый пирохлор.

Такой же желтый пирохлор ассоциируется с розовым цирконом в пегматоидных прожилках и обособлениях. Поэтому можно предположить, что во времени выделения наиболее ранними являются темно-бурые пирохлоры и наиболее поздними — канареечно-желтые.

Вероятно, изменение в цвете коррелируется с изменением химического состава и физических свойств пирохлора. Непрокаленные пирохлоры рентгеноаморфны, но после прокаливания при 900° полностью восстанавливают кристаллическую структуру. При этом установлено (А. П. Денисов и Ю. П. Меньшиков), что параметры элементарной ячейки у пирохлоров различны. Для черного пирохлора $a_0 = 10.366 \pm 0.002 \text{ \AA}$, для светло-бурого $a_0 = 10.374 \pm 0.001 \text{ \AA}$ и для канареечно-желтого $a_0 = 10.394 \pm 0.001 \text{ \AA}$.

При изучении химического состава пирохлора не удалось выполнить анализ его разновидностей из-за недостатка материала. Исследована путем микрохимического анализа смесь всех трех разновидностей пирохлора (табл. 22).

Монацит распределен во всех типах нормальных щелочных гранитов, но отсутствует в большинстве приконтактных их разновидностей. Наиболее высокое содержание его было определено в гранитах пластообразных тел. Монацит встречается в виде хорошо образованных таблитчатых кристаллов, обычно с закругленными ребрами между граней, иногда с явными следами растворения граней. Неизмененный монацит бесцветен и прозрачен, по мере изменения приобретает сначала желтую, оранжевую и, наконец, кирпично-красную окраску, теряя при этом прозрачность. Измененный монацит нередко заключен в ржаво-красной до черной рубашке вторичных продуктов изменения. Размер кристаллов колеблется в пределах от 0.01 до 0.4 мм, реже встречаются более крупные выделения.

В шлифах монацит образует округлые зерна, бесцветный, реже оранжевый, двупреломление пятнистое высоких цветов, изотропный в разрушенных разностях. Почти все зерна монацита окружены темно-бурой, почти черной рубашкой окислов. Располагается монацит в промежутках между зернами других минералов, часто вблизи темноцветных, особенно эгирина. По-видимому, ассоциация с эгирином является наиболее благоприятной для его выделения. Вокруг зерен монацита часто наблюдается радиально-лучистая трещиноватость. Диагностика монацита подтверждается данными рентгеновского анализа и химического анализа (табл. 22).

Ксенотим обычно сопровождает монацит. Ксенотим образует идиоморфные бипирамидальные кристаллы светлого желтовато-розового цвета. При изменении покрывается желтоватым, красно-бурым налетом. В обр. 64/63 определены для ксенотима следующие показатели преломления: $N_e = 1.805 - 1.810$, $N_o = 1.719$.

Апатит один из типичных аксессуарных минералов гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов. Наиболее высокие содержания апатита отмечаются в меланократовых нефелиновых сиенитах. Содержание апатита снижается или он полностью отсутствует в контактных разновидностях гранитов. Различается два поколения апатита. Более ранний выделяется в форме призматических кристаллов, с относительным удлинением $1 : 3 - 1 : 4$, заключенных в кварце, реже в полевых шпатах. Размер кристаллов не превышает 0.02 мм вдоль длинной оси, минимальный размер кристаллов составляет 0.005 мм. Вероятно, часть этого мелкокристаллического апатита при дроблении пород не высвобождается, в связи с чем общее содержание апатита в пробах щелочных гранитов должно быть несколько больше установленного.

Более поздний апатит, образующий короткопризматические, почти изометричные кристаллы с закругленными ребрами между гранями, реже удлиненные кристаллы, ассоциируется главным образом с амфиболами, находясь в виде включений в периферических частях зерен арфведсонита. Нередко апатит выделяется и на стыках зерен кварца и полевых шпатов. Размер кристаллов этого апатита колеблется в пределах 0.05—0.2 мм. Обычно он бесцветный и прозрачный, но распространен также молочно-белый полупрозрачный. Иногда в апатите отмечаются газово-жидкие включения. Показатели преломления апатита из равномернозернистого гранита (обр. 283/57): $N_o=1.640$; $N_e=1.638$; $N_o-N_e=0.005$ и несколько более высокие и достигают максимального значения ($N_o=1.658$, $N_e=1.653$, $N_o-N_e=0.005$) для образцов из приконтактных гранитов. От более ранних к поздним дифференциатам в апатите наблюдается увеличение содержания редких земель (табл. 22).

Б р и т о л и т является характерным акцессорным минералом в приконтактных гранитах, выделяется совместно с поздним цирколитового типа цирконом и чевкинитом. В шлихах бритолит образует изометричные ксеноморфные зерна. Окраска его непостоянна — красновато-коричневая, желтая. Иногда прозрачен, чаще полупрозрачен и непрозрачен. Блеск стеклянный, у прозрачных неизмененных разностей сменяется смоляным, свойственным измененным непрозрачным разностям, обнаруживающим метамиктный распад. Зерна бритолита с поверхности бывают покрыты корочкой светлых продуктов изменения, обычно бастнезита.

Для неизмененного бритолита установлено, что он одноосен, оптически отрицательный. Показатели преломления весьма непостоянны, даже в пределах одного зерна, колеблются в пределах от 1.78 до 1.72 (для метамиктных зерен).

Данные рентгеновского анализа и особенности химического состава (табл. 22) указывают на близость акцессорного бритолита из щелочных гранитов к аналогичному минералу, который был встречен в миаскитах (Бельков, Волкова, 1958).

Бритолит является также одним из наиболее характерных акцессорных минералов для нефелиновых сиенитов. Концентрация его неравномерна, меняется от прослоя к прослою, но в целом она возрастает в более меланократовых разновидностях. В нефелиновых сиенитах бритолит образует тонкопризматические кристаллы с плохо образованными призматическими гранями. Размер кристаллов обычно колеблется в породах от 1—2 до 15 мм в длину и соответственно от сотых долей до 1—2 мм в поперечнике.

В грубозернистых прожилках кристаллы бритолита достигают 2—3 см длины, а в пегматоидных обособлениях были обнаружены индивиды, имевшие 10—12 см в длину и 5—6 см в поперечнике, а также крупные бесформенные выделения. Нередко кристаллы бритолита обладают довольно отчетливой огранкой, причем устанавливается шестиугольная форма поперечного их сечения.

С поверхности кристаллы и выделения бритолита покрыты продуктами изменения, в составе которых присутствует бастнезит в качестве одного из главных минералов, возникающих в процессе гипергенного изменения и разложения бритолита.

Цвет неизмененного бритолита — бурый различных оттенков. Блеск на поверхности излома сильный стеклянный, иногда жирный. Излом неровный, раковистый, спайность отсутствует. Удельный вес непостоянен, меняется в пределах 4.08—4.05.

В породах призматические кристаллы бритолита ориентированы согласно с линейной ориентировкой темноцветных минералов. В шлифах бритолит чаще ассоциируется с полевыми шпатами и нефелином, в которых нередко образует включения, чем с пироксеном и лепидомеланом.

В проходящем свете минерал имеет высокий рельеф, светлую зеленовато-желтую окраску, не плеохроирует. В скрещенных николях изотропен вследствие метааморфного распада. Показатель преломления непрокаленного бритолита равен 1.756—1.760. После прокаливании при 700° бритолит восстанавливает кристаллическую решетку и становится одноосным, отрицательным, с низким двупреломлением. Показатель преломления при этом возрастает до 1.81.

Химический состав бритолитов, выделенных из миаскита и пегматита, довольно близок и несколько отличается от бритолита из гранитов (табл. 22). В бритолите из пегматита, залегающего среди нефелинизированного сиенита, заметно повышено содержание кальция, фосфора и тория, в то время как содержание суммы редкоземельных элементов понижено.

Б а с т н е з и т. Самостоятельные выделения бастнезита в щелочных гранитах образует редко. Он чаще тесно связан с монацитом, бритолитом и чевкинитом, продуктом изменения которых он является. Для бастнезита, развивающегося по этим минералам, характерны тонкозернистое, иногда порошокватое строение замещающего агрегата и светлая кремово-желтая окраска. В плотных массах бастнезит иногда прозрачен и слабо окрашен в желтоватый цвет, но обычно полупрозрачен и имеет восково-желтую или бурю окраску.

Бастнезит одноосен, положительен, $n_e=1.827$, $n_o=1.720$; $n_e-n_o=0.107$. Нередко двупреломление бастнезита понижено, вплоть до полной изотропности минерала. Показатель преломления изотропного бастнезита равен 1.82—1.805. В составе бастнезита качественным спектральным анализом установлено присутствие Ce, La (очень сильные линии), Si (сильные линии), Fe, Y, Be, Mn, P, Mg, Al, Ti (средние линии), Pb, Yb, Ca (слабые линии), Sn, Zn, Cu (следы).

Ф л ю о р и т является характерным минералом щелочных гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов и распространен во всех их разновидностях. Ассоциируется преимущественно с темноцветным минералом, но выделяется и между зернами кварца, нефелина и полевых шпатов. Флюорит всегда отчетливо ксеноморфен и нередко резорбирует минералы, с которыми он соприкасается. В шлихах флюорит встречается в виде изометричных зерен и обломков. Размер зерен флюорита колеблется от 0.05 до 1—2 мм. Большей частью флюорит бесцветен, иногда имеет розовую или пятнами лиловую окраску.

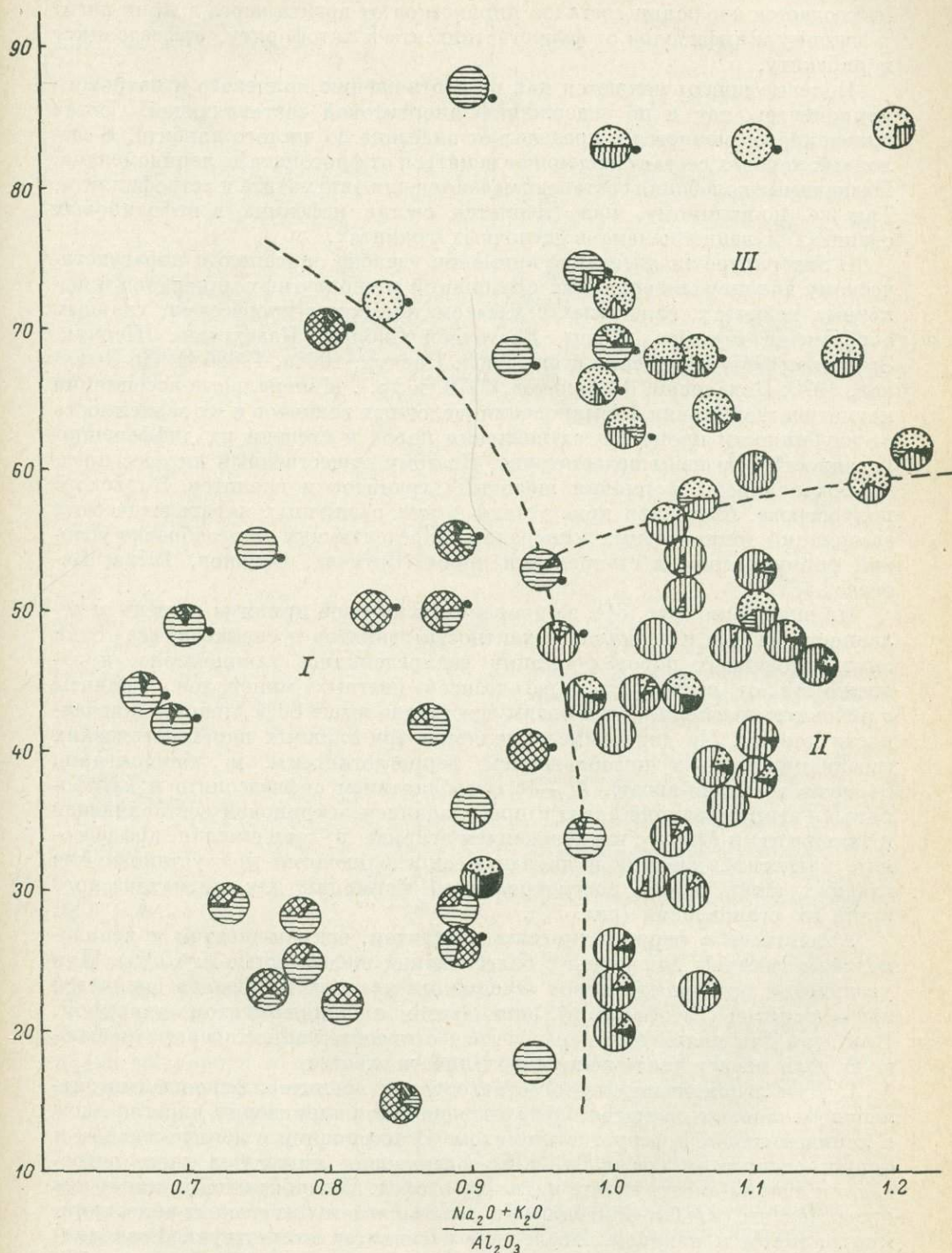
В шлихах всегда изотропен, имеет отчетливую пересекающуюся в трех направлениях спайность. Показатель преломления — 1.434.

Кроме описанных акцессорных минералов в щелочных гранитах и сиенитах встречаются гранат, эпидот, рутил, анатазовый лейкоксен, шпинель, гематит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, висумутин, халькозин, самородное железо, но они не являются определяющими в акцессорной минерализации щелочных гранитов и сиенитов. Акцессорно-металлогеническая специализация пород формации определяется прежде всего концентрацией минералов циркония (циркон), редких земель (монацит, ксенотим, бритолит, чевкинит, ортит, эвксенит, редкоземельный сфен, редкоземельный апатит), ниобия и титана (пирохлор, фергусонит, ильменит, эвксенит, сфен).

Парагенезисы минералов и фациальные условия становления пород

Главными породообразующими минералами переменного состава в породах являются полевые шпаты, пироксены, амфиболы и слюды. В зависимости от присутствия кварца или нефелина выделяется гранитоидный или щелочной ряд пород.

$$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$$



Р и с. 31. Зависимость состава темноцветных минералов пород формации щелочных гранитов и сиенитов от соотношения химических потенциалов щелочей и кислорода. Состав темноцветных минералов (в %): 1 — эгирин (эгирин-авгит); 2 — авгит; 3 — арфведсонит (катофорит); 4 — феррогастингсит (гастингсит); 5 — энigmatит; 6 — лепидомелан; 7 — магнетит. Поля парагенезисов: I — с лепидомеланом и феррогастингситом; II — с преобладанием арфведсонита, III — с преобладанием эгирина.

Как следует из характеристики породообразующих минералов, в породах формации щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова наблюдается эволюция составов пироксенов от авгита через эгирин-авгит к эгирину и амфиболов от феррогастингсита к катофориту, арфведсониту и рибекиту.

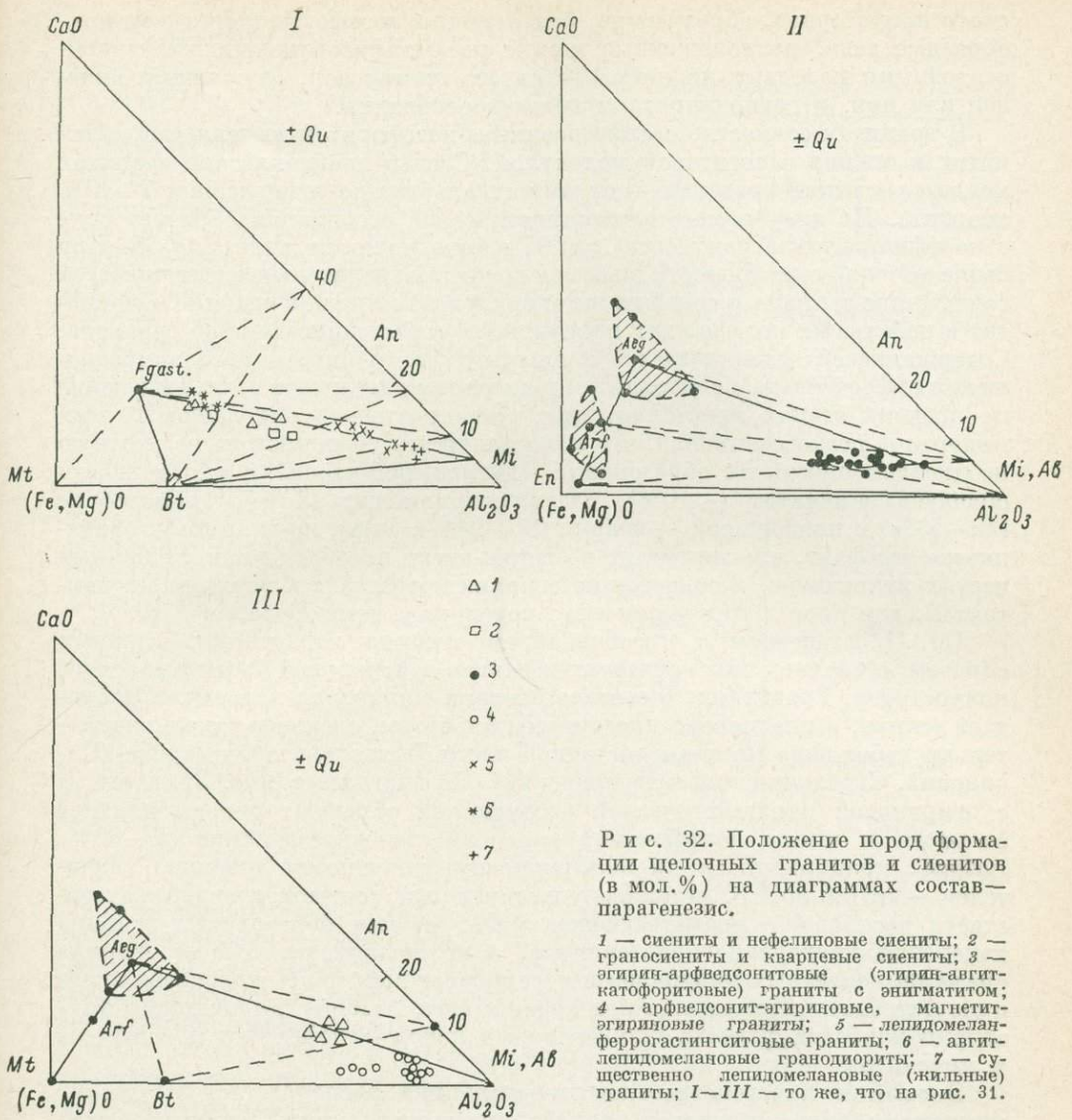
Полевые шпаты меняются как по соотношению калиевого и натриевого компонентов, так и по содержанию анортитовой составляющей. Состав плагиоклазов меняется в пределах от андезина до чистого альбита. В щелочных породах состав слюд может меняться от флогопита до лепидомелана. Незначительные колебания состава отмечаются для энigmatита и астрофиллита. Так же, по-видимому, мало меняется состав нефелина в нефелиновых сиенитах и лепидомелана в щелочных гранитах.

В литературе значительное внимание уделено описанию и парагенетическому анализу минеральных ассоциаций темноцветных минералов в щелочных гранитах, связанных с метасоматическими процессами, главным образом на примерах Тувы, Восточной Сибири, Казахстана (Перчук, Зырянов, 1965; Коваленко и др., 1968; Перчук, 1968а, 1968б, 1970; Зырянов, 1970; Коваленко, Пополитов, 1970, и др.). Минеральные ассоциации магматической стадии формирования щелочных гранитов и их зависимость от глубинности процессов становления пород и степени их дифференцированности освещены недостаточно. Поэтому существенный интерес представляют породы формации щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова, благодаря присутствию в них различных парагенетических ассоциаций темноцветных минералов, определяющих многообразие условий формирования и становления пород (Батиева, Бельков, 1971а; Батиева, 1972).

На диаграмме (рис. 31), за координаты которой приняты степень окисленности железа и величина алгаитности гранитов и сиенитов, все точки анализированных пород формации распределились закономерно, в зависимости от состава и парагенезисов цветных минералов. Граниты с рибекитом располагаются преимущественно выше 80% степени окисленности породы. На диаграмме выделяется три главных парагенетических ассоциации: I — с преобладанием феррогастингсита и лепидомелана (\pm авгит и эгирин-авгит), II — с преобладанием арфведсонита и катофорита (\pm эгирин, эгирин-авгит с преобладанием эгириновой составляющей и энigmatит) и III — с преобладанием эгирина (\pm лепидомелан, арфведсонит, магнетит), которые и являются определяющими при установлении главных типов пород рассматриваемой формации для магматического этапа их становления (рис. 32).

Ассоциации с феррогастингситом, авгитом, эгирин-авгитом и лепидомеланом типичны для пород с более низкой щелочностью (< 0.95). При увеличении щелочности пород ассоциация цветных минералов сменяется арфведсонитом (катофоритом), энigmatитом и эгирин-авгитом—эгирином. При этом для появления парагенезиса с преобладанием эгирина решающую роль играет увеличение окисленности железа.

I. Для лепидомелан-феррогастингситовых гранитов, феррогастингсит-лепидомелановых гранитов, щелочных сиенитов характерны парагенезисы с лепидомеланом и феррогастингситом. В ассоциации с лепидомеланом и феррогастингситом среди Са- и Fe-содержащих минералов часто встречаются эгирин-авгит, авгит, магнетит и сфен. Лейкократовые минералы представлены альбит-олигоклазом, олигоклазом, олигоклаз-андезином, микроклином и кварцем. Последний в сиенитах отсутствует. Разновидности пород с этим парагенезисом слагают штоки, дайкообразные тела и жилы среди гранодиоритов, основных и ультраосновных пород как слабоизмененных, так и претерпевших метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой ступени (массивы и жилы щелочных гранитов Канозера—Колвицкого озера, Чуна-, Волчьих и Сальных тундр, среднего течения



Р и с. 32. Положение пород формации щелочных гранитов и сиенитов (в мол.%) на диаграммах состав—парагенезис.

1 — сиениты и нефелиновые сиениты; 2 — граносиениты и кварцевые сиениты; 3 — эгириин-арфведсонитовые (эгириин-авгит-катофоритовые) граниты с энigmatитом; 4 — арфведсонит-эгириновые, магнетит-эгириновые граниты; 5 — лепидомелан-феррогастингситовые граниты; 6 — авгит-лепидомелановые гранодиориты; 7 — существенно лепидомелановые (жилные) граниты; I—III — то же, что на рис. 31.

р. Иоканьги и оз. Низъявра, долины р. Сухой—оз. Ворноявра, сиениты и граносиениты массивов Сахарйок, района к северу от Белых тундр).

Ассоциация лепидомелан-феррогастингсит наблюдается в гранитах и сиенитах с более низкой щелочностью (< 0.95) и не зависит от потенциала кислорода в пределах окисленности железа до 60%. При более высокой окисленности железа она сменяется другим парагенезисом — с эгирином. Лепидомелан и феррогастингсит имеют близкие значения окисленности железа (соответственно 20—26 и 25), что свидетельствует о близких условиях их образования. Низкая степень окисленности железа в цветных минералах свидетельствует о большей глубине становления пород, что подтверждает наш вывод об отнесении лепидомелан-феррогастингситовых гранитов к глубинным фациям формации щелочных гранитов, обычно заполняющих подводящие каналы, непосредственно связанные с питающей камерой.

II. Наиболее типичным для щелочных гранитов Кольского полуострова является парагенезис с преобладанием арфведсонита. Подобными гранитами сложены наиболее крупные массивы центральной части Коль-

ского полуострова, образующие, как правило, межформационные пластообразные тела, расположенные между метаморфизованными эффузивно-осадочными породами нижнего и среднего протерозоя, служащими кровлей для них, и гранодиоритами архея в основании.

В гранитах совместно с арфведсонитом-катофоритом выделяются энigmatит и эгирин с авгитовой молекулой. Состав плагиоклаза в гранитах меняется в узких пределах — от чистого альбита до содержащего 7—10% анортита. На диаграмме эта парагенетическая ассоциация образует поле с коэффициентом агпаитности > 0.95 и окисленности железа < 55 . При более высокой окисленности железа в гранитах значительно увеличивается содержание эгирина и содержание эгиринового минала в эгирине. Энigmatит в небольших количествах присутствует в большинстве проб гранитов. Содержание его увеличивается к нижним частям интрузий. Взаимоотношения арфведсонита с энigmatитом и эгирином указывают на их выделение на поздних этапах кристаллизации. Однако степень окисленности этих минералов резко различная, что может служить указанием на возможную неодновременность их образования. Наименьшей степенью окисленности обладает энigmatит (~10%), затем эгирин-авгит (32%), арфведсонит (25—53%) и наибольшей — эгирин (81—94%). Этим, по-видимому, объясняется тот факт, что энigmatит и эгирин-авгит преобладают в глубинных частях интрузивов, а содержание эгирина возрастает к верхним их контактам, где происходит увеличение потенциала кислорода.

III. Парагенезисы с преобладанием эгирина характерны, главным образом, в верхних эндоконтактах массивов центральной части Кольского полуострова. Гранитами, в составе цветных минералов которых преобладает эгирин, а плагиоклаз представлен альбитом, сложены также сравнительно небольшие массивы восточной части Кольского полуострова (Пачинский, Стрельнинский и Пурначский). На диаграмме (рис. 31) граниты с эгириновой парагенетической ассоциацией образуют поле в верхней ее части и имеют коэффициент окисленности железа выше 55—60%. Разброс крайних точек по коэффициенту агпаитности довольно значителен — от 0.8 до 1.3, что свидетельствует (при соответствующей железистости расплава) о преобладающем значении для образования эгирина изменения кислородного потенциала, а не щелочности. Кроме эгирина среди темноцветных минералов в рассматриваемом поле диаграммы могут присутствовать лепидомелан или арфведсонит. Ассоциация лепидомелан—эгирин наиболее типична для щелочных пород — нефелиновых сиенитов и миаскитов.

Первый в парагенетическом треугольнике располагается на линии микроклин, альбит-магнетит, второй — на линии эгирин—магнетит. Этим, по-видимому, объясняется, что в гранитах III поля диаграммы наблюдаются ассоциации эгирина и магнетита, эгирина с лепидомеланом и магнетитом, эгирина с арфведсонитом и магнетитом.

В большинстве разновидностей гранитов рассматриваемой парагенетической ассоциации установлены высокие содержания магнетита, который отчасти является первично выделившимся минералом, отчасти образуется при разложении и замещении эгирина и арфведсонита.

В табл. 23 приведены некоторые характеристики для разноглубинных фаций гранитоидов формации щелочных гранитов и сиенитов.

Для более глубинных менее дифференцированных пород с ассоциацией феррогастингсита, эгирин-авгита и лепидомелана характерен более низкий коэффициент агпаитности. В них, как правило, плагиоклаз представлен не чистым альбитом, а альбит-олигоклазом, олигоклазом и андезином, иногда отчетливо зональным. Содержание плагиоклаза выше, чем в менее глубинных гранитах.

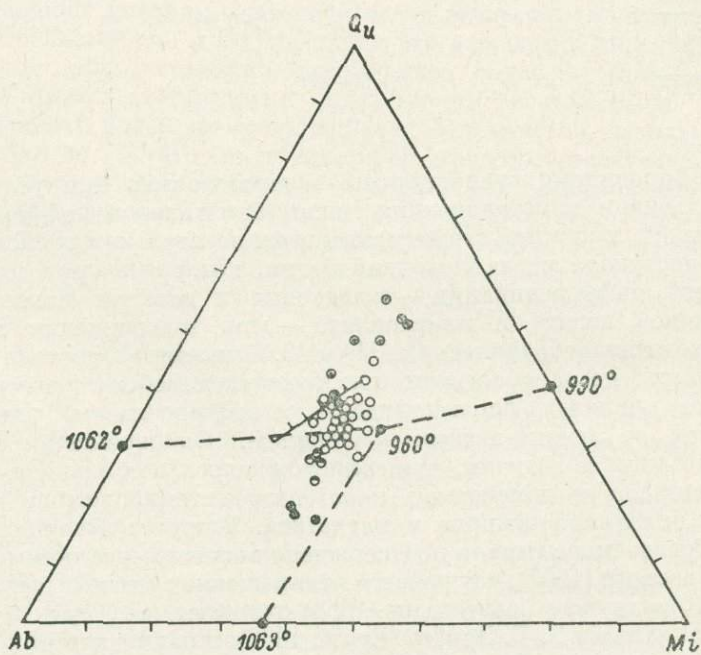
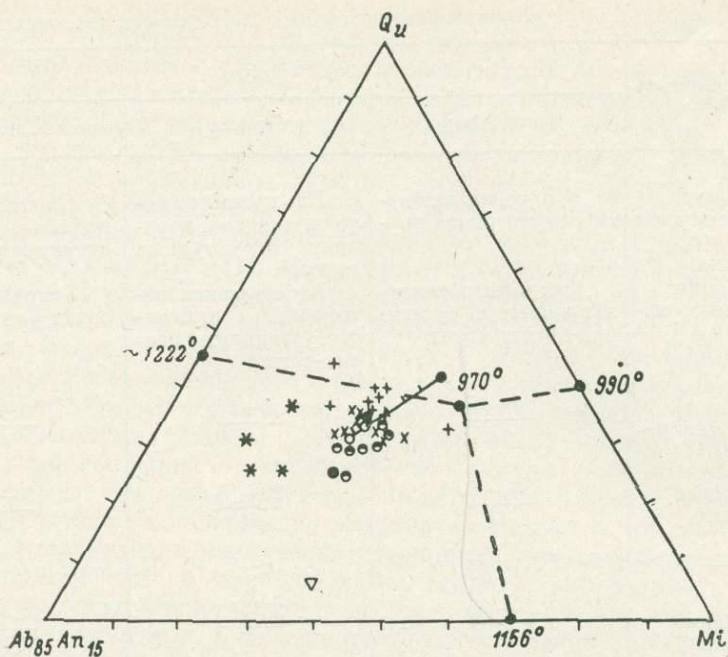
Можно предположить, что состав исходной магмы был близок составу пород Коютынгского массива. Породы этого массива — авгит-лепидомела-

Характеристики фаций глубинности щелочных гранитов

Определяющие признаки	Фация		
	глубинная	средняя	верхних эндоконтактов
Положение в геологическом строении	В породах нижнего структурного яруса	На границе пород нижнего и верхних структурных ярусов	На контакте с породами верхних структурных ярусов
Ассоциации темноцветных минералов	Феррогастингсит лецидомелан ± эгирин-авгит, авгит	Арфведсонит, катофорит, энigmatит ± эгирин, эгирин-авгит	Эгирин, арфведсонит ± лецидомелан
Содержание цветных минералов, вес. %	$\frac{5-17}{11}$	$\frac{6-13}{9}$	$\frac{1-8}{4}$
Содержание плагиоклаза, вес. %	$\frac{30-38}{32}$	$\frac{26-35}{31}$	$\frac{13-36}{26}$
Номер плагиоклаза	7—25, реже до 40	0—7	0—7
Содержание кварца, вес. %	$\frac{20-35}{30}$	$\frac{25-35}{30}$	$\frac{32-51}{36}$
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	< 0.95	> 0.95	0.80—1.30
$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$	До 55—60		> 55—60

новые порфировидные гранодиориты — образовались при условиях быстрого подъема и кристаллизации магмы без явлений дифференциации. Таким образом, в нижний структурный этаж по глубоким расколам первоначально поступала менее щелочная магма, которая в процессе кристаллизационной дифференциации — выпадения и отсадки более тяжелых вкрапленников авгита и плагиоклаза — при продвижении в верхние структурные этажи обеднялась Ca, Mg и Al. При этом возрастала ее агпаитность, и парагенезис с авгитом при преимущественном развитии феррогастингсита сменялся парагенезисами с арфведсонитом, энigmatитом, катофоритом и эгирин-авгитом — эгирином. Одновременно проходило накопление воды и летучих, что сопровождалось повышением кислородного потенциала и изменением парагенезиса темноцветных минералов в сторону появления эгирина и магнетита. Влияние потенциала кислорода на образование эгирина подтверждено экспериментальными данными И. А. Островского (1957), изучавшего превращение в системе эгирин—вода.

В. И. Коваленко с соавторами (1968) отмечают, что, судя по экспериментальным данным В. Г. Эрнста (Ernst, 1962), в магматических щелочных гранитах можно было бы ожидать и выделить три температурные фации с соответствующими минеральными парагенезисами: относительно высокотемпературную — арфведсонит-энigmatитовую; среднетемпературную — арфведсонит-фаялитовую и относительно низкотемпературную — арфведсонит-магнетитовую. Наш фактический материал для магматических (относительно высокотемпературных) щелочных гранитов Кольского полуострова позволяет выделить парагенетические ассоциации, соответствующие фациям различной глубинности, что связано с различной степенью дифференцированности магмы.



* 1 + 2 × 3 ○ 4 ○ 5 ○ 6 ○ 7 ▽ 8

Р и с. 33. Положение щелочных гранитоидов на диаграммах составов (Смит, 1968).

1 — авгит-лепидомелановые гранодиориты; 2 — лепидомелановые граниты (жильные); 3 — лепидомелан-феррогастингситовые граниты; 4 — минерализованные граниты эндоконтакта; 5 — эгирин-арфведсонитовые граниты; 6 — эгирин-арфведсонитовые граниты с энigmatитом, эгирин-авгитом и катофоритом; 7 — граносиениты; 8 — кварцевые сиениты.

При сравнении среднеглубинной парагенетической ассоциации (арфведсонит—катофорит—энигматит—эгирин—эгирин-авгит) с менее глубоинной (с преимущественным развитием эгирина и магнетита) можно заметить наличие большого сходства с экспериментальными данными В. Г. Эрнста. Повышение кислородного потенциала обуславливает смену ассоциации с арфведсонитом ассоциацией эгирин (акмит)+магнетит. При этом снижении температуры может не происходить. Тройная точка арфведсонит—эгирин—фаялит по экспериментальным данным соответствует 700°C . Ассоциации, содержащие эгирин, образуются при повышении P_{O_2} более 10^{-20} бар. При более высоком P_{O_2} , как указывает В. Г. Эрнст, возрастает стабильность кварца. Температурный интервал магнетит—эгирин (акмит)—кварцевой ассоциации на диаграмме соответствует $500\text{—}800^{\circ}$, т. е. той температуре, которая определена для щелочных гранитоидов по полевым шпатам. По-видимому, в более глубоинных зонах температура магмы, из которой кристаллизовались феррогастингсит-лепидомелановые граниты, могла быть выше температуры кристаллизации магмы арфведсонитовых гранитов.

Дополнительные данные при рассмотрении путей кристаллизации магм, за счет которых возникли породы формации щелочных гранитов и сиенитов, могут быть получены при использовании диаграмм систем олигоклаз—микроклин—кварц и альбит—микроклин—кварц (Смит, 1968) (рис. 33). На диаграмму с плагиоклазом, отвечающим альбит—олигоклазу (5—15% An), легли точки гранитов из массивов, формировавшихся в глубоинных условиях. На диаграмму с альбитом (0—5% An) легли точки щелочных гранитов эгирин—арфведсонитового состава из межформационных массивов и частью граносиенитов. На обеих диаграммах подавляющее большинство составов пород находится в полях кристаллизации плагиоклаза и альбита при давлениях более 500—1000 бар.

Как было показано выше, структуры пород и порядок кристаллизации минералов по петрографическим наблюдениям свидетельствуют о ранней кристаллизации плагиоклаза и альбита в щелочных гранитах. Лишь в породах верхних частей крупных пластинообразных интрузивов, обогащенных кремнеземом, возможна ранняя кристаллизация кварца, как на это указывал Ю. В. Подольский (1968), или эвтектическая кристаллизация. Но и это маловероятно, поскольку обогащение апикальных частей интрузий кремнеземом, как правило, связано с наложенными процессами окварцевания в связи с процессами эманационной дифференциации, сопровождавшимися проявлениями наложенной минерализации в зонах окварцевания гранитов. Следовательно, представления Ю. В. Подольского (1968) и более ранние данные А. А. Чумакова (1958) об изначальном обогащении магмы щелочных гранитов массива Западных Кейв кремнеземом и ранней кристаллизации кварца не отвечают наблюдающимся фактическим данным о первичной гранодиоритовой природе глубоинных магм, за счет которых формировались породы формации щелочных гранитов и сиенитов.

ХИМИЗМ ПОРОД ФОРМАЦИИ

Щелочные гранитоиды

Химический состав щелочных гранитов Кольского полуострова изучался многими исследователями (И. Гинзбург, 1953, 1958а, б; Чумаков, 1954, 1958; Гаскельберг и др., 1969; Подольский, 1970, и др.). Было установлено, что в целом щелочные граниты по химическому составу от нормальных гранитов отличаются повышенным содержанием железа, дефицитом СаО и значительным преобладанием FeO над MgO. Пересчеты анализов на формулы Левинсон-Лессинга, числовые характеристики Заварицкого, Ниггли и др. не устанавливали их особых видовых отличий от нормальных гранитов и рой векторов щелочных гранитов на классификационных диаграммах обычно располагается в поле нормальных гранитов—гранодиоритов. Вместе с тем характеристика химизма щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова была недостаточной в силу того, что не были изучены все петрографически многообразные типы пород формации, в анализ отбирались штучные образцы, а не представительные усредненные пробы, при сравнении данных химических анализов не использовались методы математической статистики. Поэтому в целях получения более полной и достоверной информации о химическом составе и связях химизма с минеральным составом в породах изученной формации были отобраны и исследованы представительные средние пробы всех петрографически выделенных типов и разновидностей пород (табл. 24).

Химические анализы пород формации были пересчитаны на числовые характеристики по Заварицкому и помещены на соответствующий график (рис. 34, см. вклейку), на котором щелочные граниты образуют эволюционный ряд от авгит-лепидомелановых гранодиоритов и лепидомелан-феррогастингситовых гранитов к существенно эгириновым щелочным гранитам. В поле, занятом щелочными гранитоидами Кольского полуострова, ложатся и точки средних составов гранодиоритов, гранитов и щелочных гранитов по Дели (Заварицкий, 1960).

Для выявления корреляционных связей между породообразующими окислами в породах, связей между химическим и минеральным их составом, установления средних содержаний петрогенных элементов и оценки статистических параметров их распределения в породах выявленных типов и разновидностей результаты химических анализов были пересчитаны по соответствующим программам на ЭВМ Минск-22 в математическом отделе Кольского филиала АН СССР.

В табл. 25 приведены данные для двух главных групп щелочных гранитов: лепидомелан-феррогастингситового и эгирин-арфведсонитового, а также для всех гранитов формации в целом.¹ Во всех породах выявляются

¹ В связи с относительно небольшим числом химических анализов авгит-лепидомелановых гранодиоритов, граносиенитов и кварцевых сиенитов их статистическая обработка не производилась. Эти анализы вошли в общую выборку по гранитоидам. Средние составы этих пород приведены в табл. 24.

Средний химический состав главных разновидностей пород формации

Компоненты	Эгирин-арфведсонитовый гранит						Лепидомелан-феррогастингситовый гранит				Авгит-лепидомелановый гранодиорит (4)	Эгирин-арфведсонитовый граносенит (1)	Феррогастингсит-лепидомелановый граносенит (1)	Лепидомелановый кварцевый сенит с феррогастингситом (1)	Щелочные породы			
	магнетит-эгириновый (7)	арфведсонит-эгириновый (7)	эгирин-арфведсонитовый (14)	эгирин-арфведсонитовый с эгиритом (10)	эгирит-эгирин-арфведсонитовый (4)	лепидомелановый с эгирином и арфведсонитом (6)	лепидомелан-феррогастингситовый		лепидомелановый с феррогастингситом (4)	габбро (4)					сенит (3)	нефелин-содержащий сенит (3)	нефелиновый сенит (7)	
							порфи-ровидный (4)	гнейсовидный (5)										
							Химический состав, вес.%											
SiO ₂	74.29	75.97	74.12	73.32	71.76	75.45	69.59	70.44	75.38	68.02	69.90	69.92	61.97	47.42	57.15	56.48	55.80	
TiO ₂	0.44	0.29	0.28	0.40	0.44	0.16	0.71	0.50	0.31	0.72	0.42	0.47	0.52	0.93	0.40	0.51	0.16	
Al ₂ O ₃	9.81	10.22	11.59	11.48	12.19	11.29	12.79	12.34	11.91	14.56	12.33	13.24	16.45	15.19	17.34	19.09	19.34	
Fe ₂ O ₃	4.47	2.54	1.79	1.94	1.85	2.70	1.66	3.20	0.76	1.89	2.39	2.24	1.22	3.96	3.02	2.83	4.46	
FeO	1.79	0.96	1.88	2.58	3.17	1.16	3.98	2.50	1.59	2.25	3.34	3.00	5.60	6.71	5.23	4.56	2.42	
MnO	0.07	0.04	0.06	0.07	0.08	0.06	0.09	0.11	0.04	0.06	0.11	0.08	0.17	0.29	0.25	0.17	0.18	
MgO	0.12	0.04	0.05	0.11	0.07	0.05	0.43	0.26	0.25	1.21	0.22	0.16	0.30	5.17	0.34	1.16	0.11	
CaO	0.40	0.30	0.45	0.59	0.75	0.17	2.39	1.64	0.61	2.81	1.02	1.40	2.66	7.28	2.60	3.51	1.68	
Na ₂ O	3.27	3.98	4.24	4.34	4.60	3.51	3.39	3.39	3.48	3.88	5.14	4.16	5.13	5.52	5.76	7.58	8.92	
K ₂ O	4.41	4.84	4.79	4.76	4.86	4.62	4.22	4.61	4.89	3.55	4.38	5.32	5.42	3.28	5.88	2.74	5.33	
Числовые характеристики по Заварицкому																		
a	12.6	13.2	14.9	14.8	15.7	13.8	13.3	13.9	14.1	13.5	16.3	16.0	19.1	17.1	21.7	21.2	26.3	
c	0.6	2.1	0.6	1.0	0.8	0.3	1.7	1.2	0.6	2.9	0.4	1.2	1.7	1.7	1.0	2.5	1.5	
b	5.4	1.7	3.2	3.9	4.8	3.6	7.0	6.2	2.7	6.4	6.3	5.4	8.2	26.1	10.8	10.1	7.3	
s	81.4	83.4	81.3	80.3	78.7	82.3	78.0	78.7	82.6	77.2	77.0	71.4	71.8	55.1	66.5	66.2	64.9	
f'	88.0	70.0	81.2	76.3	78.1	91.0	73.8	80.9	80.4	60.6	75.5	72.4	75.5	38.7	74.2	62.1	68.3	
m'	3.6	5.0	2.1	5.1	2.7	1.9	9.4	6.4	14.6	32.0	4.3	6.0	5.5	33.7	5.2	19.3	2.9	
c'	8.4	25.0	16.7	18.6	19.2	—	16.8	12.7	5.0	7.4	20.2	22.0	10.1	27.6	20.6	18.6	28.8	
a'	—	—	—	—	—	7.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
n	51.0	48.0	55.3	54.8	57.0	53.3	55.0	53.0	52.0	63.0	54.0	57.0	58.0	71.8	59.6	81.0	70.4	
Q	37.0	38.3	32.2	30.0	25.2	36.7	27.7	28.4	36.4	24.5	22.0	21.6	2.1	—25.7	—11.2	—12.9	—24.3	
Коэффициенты																		
$\frac{\Sigma \text{Fe} \cdot 100}{\Sigma \text{Fe} + \text{Mg}}$	96	98	98	98	97	98	89	93	84	65	96	94	93	53	93	76	97	
$\frac{\text{Fe}^{2+} \cdot 100}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$	70	71	46	40	35	63	28	53	31	43	40	39	15	33	34	29	62	
FeO : MgO	8	13	26	12	22	16	6	6	4	1	10	9	11	0.7	9	2	11	
$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	1.04	1.2	1.1	1.1	1.05	0.95	0.80	0.86	0.92	0.70	0.94	1.08	0.85	0.83	0.91	0.81	1.1	
$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - (2\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}{\Sigma \text{Fe} + \text{Mg}}$	-21	-43	-26	-38	-40	+6	-36	-24	-4	-30	-34	-36	-46	-210	-64	-54	-82	

Примечание. В скобках — количество анализов.

Статистическая характеристика химических составов и коэффициенты корреляции окислов в главных группах щелочных гранитов (\bar{X} и S , вес. %)

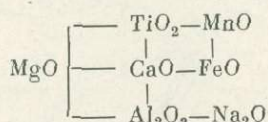
Окисел	Порода	\bar{X}	S	V	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2
SiO_2	1	70.83	3.29	5	+0.67	—	-0.88	-0.61	-0.56	-0.54	-0.57	-0.61	-0.84
	2	74.05	2.05	3	—	-0.46	-0.85	-0.50	-0.45	-0.83	—	-0.59	-0.56
	3	73.24	2.76	4	+0.37	—	-0.85	-0.66	-0.47	-0.73	—	-0.69	-0.77
TiO_2	1	0.56	0.23	41	-0.63	—	+0.85	+0.53	+0.51	+0.64	—	+0.48	—
	2	0.33	0.13	39	—	—	+0.45	—	+0.47	+0.67	—	—	—
	3	0.38	0.19	48	-0.40	—	+0.75	+0.59	+0.48	+0.69	—	+0.36	—
Al_2O_3	1	12.86	1.10	9	-0.69	+0.57	+0.64	+0.86	—	—	—	—	—
	2	11.18	1.08	10	+0.29	+0.66	+0.62	—	—	+0.39	-0.71	—	—
	3	11.64	1.34	12	-0.25	+0.24	+0.73	+0.66	—	+0.34	-0.52	—	—
Fe_2O_3	1	1.91	1.39	73	—	—	—	—	+0.76	—	—	—	—
	2	2.43	1.18	49	—	-0.65	-0.29	—	—	—	—	—	—
	3	2.28	1.25	55	—	-0.33	—	—	+0.33	—	—	—	—
FeO	1	2.57	1.05	41	—	—	+0.50	—	+0.55	—	—	—	—
	2	1.93	0.94	49	—	+0.30	+0.65	+0.32	+0.56	—	—	—	—
	3	2.07	1.01	49	—	+0.28	+0.49	+0.25	+0.58	—	—	—	—
MnO	1	0.07	0.04	51	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	2	0.066	0.03	48	—	—	+0.29	—	—	—	—	—	—
	3	0.067	0.034	50	—	—	+0.28	—	—	—	—	—	—
MgO	1	0.52	0.44	83	-0.73	+0.64	+0.65	—	—	—	—	—	—
	2	0.07	0.07	100	—	—	+0.54	—	—	—	—	—	—
	3	0.19	0.30	159	-0.60	—	+0.80	—	—	—	—	—	—
CaO	1	1.87	0.94	50	-0.74	—	—	—	—	—	—	—	—
	2	0.47	0.32	68	—	+0.56	—	—	—	—	—	—	—
	3	0.83	0.82	99	-0.50	—	—	—	—	—	—	—	—
Na_2O	1	3.52	0.34	10	-0.56	—	—	—	—	—	—	—	—
	2	4.03	0.64	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	3.99	0.89	22	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	1	4.33	0.62	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	2	4.72	0.39	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	4.62	0.48	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — лепидомелан-феррогастингситовый гранит (18 определений); 2 — эгирин-арфведсонитовый гранит (51 определение); 3 — средний щелочной гранит Кольского полуострова (69 определений). Коэффициенты парной корреляции на 5%-м уровне значимости.

сильные отрицательные связи между SiO_2 и другими породообразующими окислами, за исключением K_2O , частично Na_2O и Fe_2O_3 . Наряду с этим обнаруживается сильная положительная корреляционная связь Na_2O , CaO , MgO и FeO с Al_2O_3 ; TiO_2 с CaO , MgO и FeO ; FeO с Na_2O , CaO , MgO и MnO ; MgO с CaO .

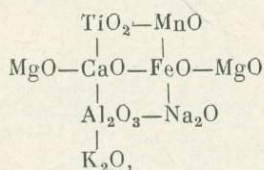
Характер и сила связей между окислами в выделенных группах пород близки. Некоторые различия проявляются в более сильной положительной связи SiO_2 с K_2O в лепидомелан-феррогастингситовых гранитах и в наличии отрицательной связи SiO_2 с Na_2O в эгирин-арфведсонитовых гранитах.

Выявленные линейные корреляционные связи и зависимости порообразующих окислов отражают зависимость между содержанием и изменением химического состава порообразующих минералов, прежде всего плагноклаза, пироксенов и амфиболов в гранитах. В процессе кристаллизации магмы гранодиоритового состава на ранних стадиях выделялись обогащенный Са-плагноклаз и темноцветные минералы существенно Са-Mg-Fe состава. Эта же тенденция хорошо иллюстрируется в лепидомелан-феррогастингситовых гранитах наличием сильных положительных корреляционных связей между соответствующими окислами:



При выделении и удалении из магматического расплава минералов ранних стадий кристаллизации он обеднялся глиноземом, кальцием и магнием и одновременно обогащался кремнеземом, щелочными элементами и железом, приближаясь к составу, отвечающему среднему составу эгирин-арфведсонитовых гранитов.

Корреляционный анализ эгирин-арфведсонитовых гранитов выявляет черты сходства по взаимосвязям окислов с лепидомелан-феррогастингситовыми гранитами



но здесь возникает сильная положительная связь Na_2O и FeO , проявляющаяся в образовании существенно натрово-железистых амфиболов и пироксенов, а также положительная связь между K_2O и Al_2O_3 , определяющая возрастающую роль микроклина. Роль магния становится ничтожной, он образует лишь примесь в цветных минералах, не влияя на их состав.

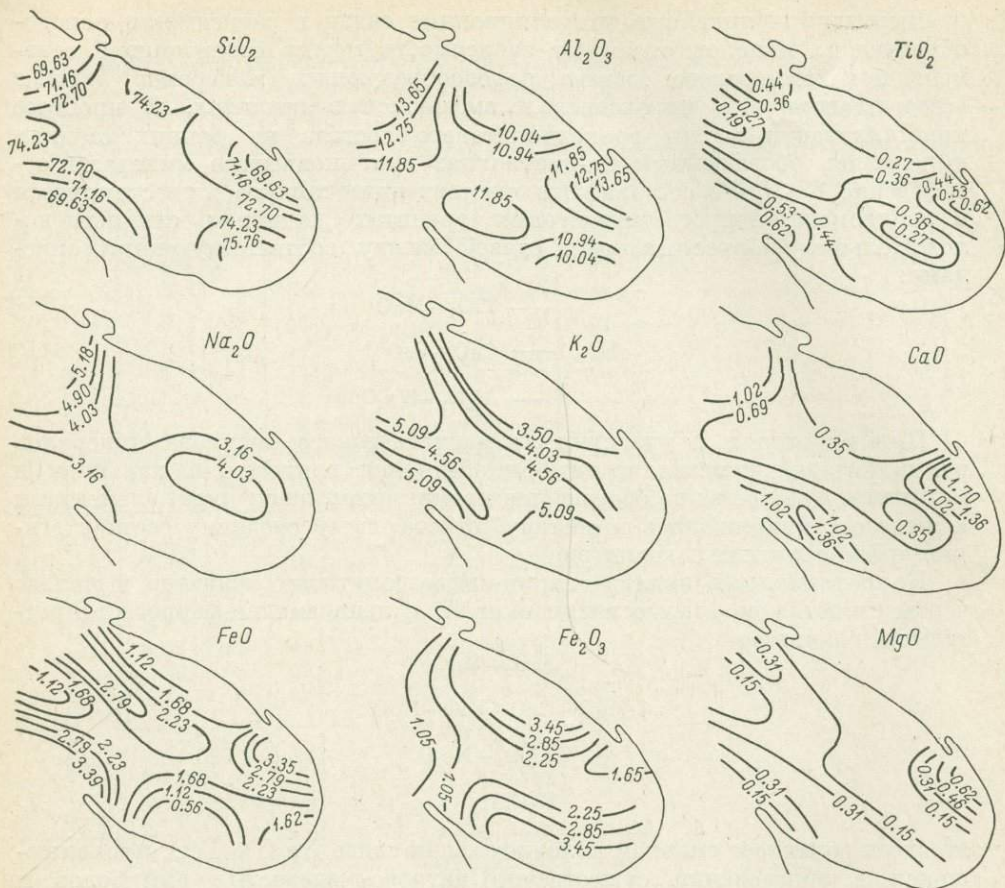
Характер связей парных коэффициентов корреляции в лепидомелан-феррогастингситовых и эгирин-арфведсонитовых гранитах имеет много общего и отражает эволюцию состава пород и минералов в процессе кристаллизации аналогично тому, как это было установлено для основных дифференцированных массивов (Одинец, Захарова, 1970).

Сильная отрицательная связь кремния с алюминием, магнием и кальцием отмечалась для базальтов и долеритов всех формаций (Кутолин, 1972), в кислых эффузивах и гранитах (Груза, 1964, 1968), в спилито-кератофирах и андезито-базальтах Камчатки (Иванов, Косько, 1965).

Выявленные корреляционные связи и зависимости порообразующих окислов и минерального состава в породах формации щелочных гранитов и сиенитов, однотипные с установленными для типичных магматических образований — базальтов, долеритов, спилит-кератофировых комплексов и т. п. — в свою очередь свидетельствуют о первичномагматической природе кольских щелочных гранитов, петрографическое многообразие которых связано прежде всего с явлениями кристаллизационной дифференциации при кристаллизации магматических расплавов.

Ранее были рассмотрены некоторые закономерности размещения на территории Кольского полуострова петрографически различных массивов и пород формации щелочных гранитов и сиенитов.

В этой связи представилось целесообразным выяснить характер вариации химизма пород формации в целом для всей территории Кольского



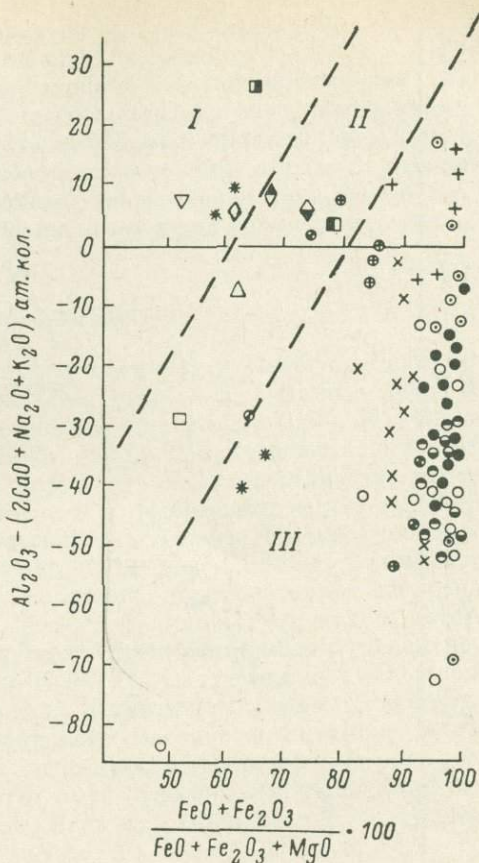
Р и с. 35. Поверхности трендов содержания окислов в щелочных гранитоидах Кольского полуострова.

полуострова. С этой целью были определены поверхности трендов для главных породообразующих окислов с помощью ЭВМ Минск-32 по программе, составленной Г. Н. Аркановым в математическом центре Карельского филиала АН СССР. Всего в подсчетах было использовано 93 химических анализа средних проб щелочных гранитоидов. На рис. 35 приведены поверхности тренда (4 порядка), достаточно хорошо отражающие пространственные закономерности изменения химизма щелочных гранитов.

Характерным для щелочных гранитоидов является выдержанность состава на значительных площадях, а также зависимость изменения состава от глубины эрозионного среза и степени дифференцированности. Содержание кремнезема в гранитах отчетливо обуславливается глубиной их формирования. В массивах, залегающих в породах нижнего структурного этажа в северо-восточной и юго-западной частях Кольского полуострова, содержание кремнезема понижается. Увеличение содержания кремнезема в щелочных гранитах в направлении к юго-востоку находит объяснение в уменьшении глубины эрозионного среза в этом направлении. Массивы щелочных гранитов в районе оз. Пурнач—верховья р. Стрельны залегают в породах третьего структурного этажа (имандраварзугской серии) или недалеко от них. Примерно так же, но в обратной зависимости меняется по площади содержание FeO , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , MgO . Интересно пространственное поведение щелочей. Распределение Na_2O на большей площади развития щелочных гранитов весьма равно-

Р и с. 36. Химизм гранитоидов Кольского полуострова. По В. А. Кутoliniу (1964).

Поля: I — палингенных и анатектических гранитов. II — неопределенности, III — гранитов — дифференциатов базальтоидных магм; щелочные гранитоиды: 1 — магнетит-эгириновые, 2 — арфведсонит-эгириновые, 3 — эгирин-арфведсонитовые, 4 — эгирин-арфведсонитовые с энigmatитом, 5 — энigmatит-эгирин-арфведсонитовые, 6 — лепидомелан-феррогастингситовые, 7 — авгитлепидомелановые, 8 — лепидомелановые с феррогастингситом, 9 — лепидомелановые с эгирином и арфведсонитом, 10 — кварцевые сиениты, щелочные граносиениты; гранитоиды Кольского полуострова (средние данные): 11 — гранодиориты, 12 — кварцевые диориты, 13 — мигматит-граниты и анатектит-граниты, 14 — эндебриты, 15 — чарнокиты, 16 — порфиридные граниты умбинского комплекса, 17 — порфиридные граниты комплекса Ара-Поррьяс, 18 — лейкократовые граниты и аляскиты.



- 1 ○ 2 ● 3 ⊖ 4 ● 5 × 6 * 7 + 8 ⊕ 9
 ⊙ 10 △ 11 □ 12 ◇ 13 ▽ 14 ◆ 15 ■ 16 ▣ 17 ◆ 18

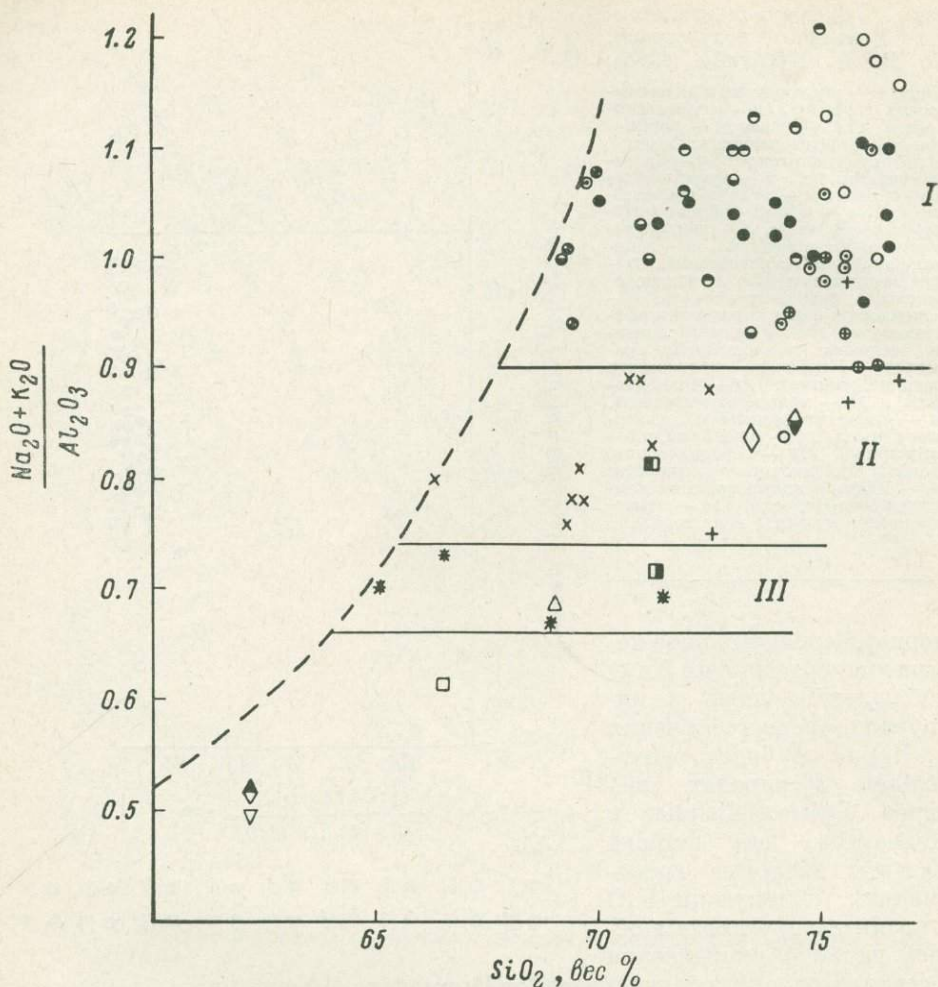
мерно. Незначительное повышение содержания Na_2O наблюдается лишь в интрузиях среднего течения р. Поной и более значительное в породах массивов Гремяха-Вырмес и Чагвеуайв, где широко развиты натровые граносиениты. Содержание K_2O в гранитных массивах в общем растет в направлении с севера Кольского полуострова (от Мурманско-Иоканьгского блока) к югу.

Одной из наиболее характерных и определяющих особенностей химизма пород формации щелочных гранитов и сиенитов является их высокая общая железистость: для большинства пород она превышает 90%, а для эгирин-арфведсонитовых гранитов составляет 95—100%. Лишь в отдельных определениях намечается снижение ее до 60% (авгит-лепидомелановые гранодиориты Коютынского массива, граносиениты массива Чагвеуайв и щелочные габброиды Сахарйокского массива).

На диаграмму В. А. Кутoliniа (1964) были нанесены данные анализов щелочных гранитов, а также гранитоидов других формаций Кольского полуострова (рис. 36). Почти все точки, отвечающие щелочным гранитам, легли в поле дифференциатов базальтоидных магм, четко обособившись от анатектит-гранитов и мигматит-гранитов нижнего протерозоя и лейкократовых гранитов и аляскитов среднего протерозоя, которые на этой диаграмме попадают в поле неопределенности, или в поле пород, образовавшихся в процессе анатексиса и палингенеза.

По сумме содержания окислов железа в гранитоидах в зависимости от SiO_2 щелочные гранитоиды попадают в поле гипабиссальных гранитов по Д. С. Штейнбергу и др. (1968).

Характеристическим, но не определяющим в породах формаций, являются коэффициент агнаитности. На диаграмму К. Б. Зарянова (1960) были нанесены данные по щелочным гранитоидам и средние данные по разновозрастным формациям гранитов (рис. 37).



Р и с. 37. Химизм гранитоидов Кольского полуострова. По К. Б. Зарянову (1960).
 Поля: I — щелочных гранитов, II — субщелочных гранитов, III — нормальных гранитов.
 Условные обозначения те же, что на рис. 36.

Большинство анализов на этой диаграмме ложится в поле субщелочных и щелочных гранитов. Отчетливо проявлена зависимость состава темноцветных минералов от коэффициента агпаитности: авгит-лепидомелановые гранодиориты располагаются в поле I, ниже линии «субщелочной гранит». В поле II попадают лепидомелан-феррогастингситовые и отчасти лепидомелановые граниты с феррогастингситом. Выше, в поле I, попадают все породы, цветные минералы которых представлены эгирином, эгириनावгитом, катофоритом, арфведсонитом, рибекитом и энigmatитом.

По коэффициенту агпаитности с субщелочными гранитами сопоставляются средние составы гранитоидов других формаций — мигматитгранитов, аляскитов и лейкократовых гранитов, порфиридных гранитов Ара и Поррьяс. С авгит-лепидомелановыми гранодиоритами сопоставляются гиперстеновые граниты Топозерской интрузии, порфиридные граниты Умбинского комплекса. Чарнокиты и эндербиты Умбинского комплекса имеют еще меньший коэффициент агпаитности и более низкое содержание SiO_2 .

Данные по агпаитности щелочных гранитоидов показывают, что их

родоначальная глубинная магма не была обогащена щелочами, а соответствовала гранитоидам нормальной щелочности.

Как известно, увеличение щелочности с возрастанием содержания кремнезема, высокая железистость пород, высокое отношение $FeO : MgO$ характерно для гранитов зон стабилизации (Соболев, 1949; Подканов, 1955) и производных базальтоидных магм (Жутолин, 1964). В этом отношении щелочные гранитоиды Кольского полуострова обнаруживают большое сходство с гранитами рапакиви и с щелочными гранитами других регионов.

Сиениты и нефелиновые сиениты

Химические составы нефелиновых сиенитов и сиенитов Сахарйокского и Кульйокского массивов приведены в табл. 24. Данные пересчетов анализов по Заварицкому нанесены на диаграмму (рис. 34). Ограниченное количество анализов щелочных пород при большом петрографическом разнообразии не позволило выполнить их статистическое исследование.

Щелочные породы в целом имеют нормальные и пересыщенные щелочами составы и высокую общую железистость, составляющую 75—100% (исключая щелочные габброиды). По коэффициенту железистости они близки щелочным гранитам и заметно отличаются от щелочных пород габбро-щелочной формации, для нефелиновых сиенитов которой свойственно более высокое содержание MgO . Коэффициент агпаитности в щелочных породах меняется от 0.64 до 1.0—1.1, реже имеет большие значения.

Более низким коэффициентом агпаитности характеризуются нефелин-содержащие сиениты Кульйокского массива и сиениты Сахарйокского массива. По коэффициенту агпаитности щелочные породы, связанные с щелочными гранитами, могут быть отнесены к переходному типу между агпаитовыми и миаскитовыми сиенитами (Ферсман, 1955; Герасимовский, 1967).

Эволюция химического состава пород

Изучение минерального и химического состава пород формации щелочных гранитов и сиенитов свидетельствует о том, что они представляют естественные парагенетические ассоциации, возникшие при нормальной эволюции кристаллизующейся магмы.

Характер эволюции химизма магмы хорошо иллюстрируется диаграммой Заварицкого (рис. 34). В основном породы формации имеют агпаитовый или нормальный состав: большинство векторов в правой части диаграммы направлено вправо или круто вниз. Только в редких случаях наблюдается отклонение вектора влево, что свидетельствует о пересыщенности пород глиноземом (плюмазитовый тип кристаллизации). Для разновидностей пород формации наблюдается группирование в поля, что особенно заметно в левой части диаграммы, вдоль линии sb . Вправо от линии sb (пересыщены щелочами) ложатся точки, соответствующие эгирин-арфведсонитовым гранитам, частично щелочным граносиенитам и нефелиновым сиенитам. Последние располагаются в нижней части поля. Лепидомелановые граниты с феррогастингситом, эгирином и арфведсонитом, лепидомелан-феррогастингситовые граниты, частью щелочные граносиениты и сиениты располагаются близко к линии sb , но влево от нее, т. е. не пересыщены щелочами.

При этом преимущественно лепидомелановые граниты занимают верхнюю часть поля, лепидомелан-феррогастингситовые — ложатся ниже, а еще ниже находятся соответственно щелочные граносиениты, сиениты и щелочные габброиды.

В правой части диаграммы на плоскости asb лепидомелановые и эгирин-арфведсонитовые граниты занимают общее поле, правее и ниже которого ложатся граносиениты. Лепидомелан-феррогастингситовые граниты отличаются меньшим значением параметра a и большим значением параметра b и соответственно располагаются левее и ниже эгирин-арфведсонитовых гранитов. Точки нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и щелочных габброидов образуют параллельный гранитному ряд с постепенным увеличением параметра b и уменьшением параметра a . На диаграмме Заварицкого для пород формации щелочных гранитов и сиенитов отчетливо намечается два ряда дифференциации.

В гранитоидном ряду с увеличением содержания кремнекислоты уменьшается содержание MgO , CaO , TiO_2 , Al_2O_3 , увеличивается общая железистость — коэффициент агпаитности и окисленности железа.

В ряду щелочных пород увеличение содержания глинозема наблюдается не в зависимости от содержания SiO_2 , а в последовательной серии дифференциатов: щелочные габброиды—сиениты—нефелинсодержащие и нефелиновые сиениты.

В этой же последовательности, но в меньшей степени выражено увеличение коэффициента агпаитности и окисленности железа. Суммарное содержание щелочей в обоих рядах пород меняется мало. Оно выше в щелочных породах, чем в гранитоидах, что и определило недосыщенность щелочных пород кремнеземом и отрицательное значение коэффициента Q .

В процессе становления массивов щелочи были, по-видимому, вполне подвижными компонентами. Минеральные парагенезисы пород главным образом зависят от содержания кремнезема, глинозема, кальция (магния) и окисленности железа.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ФОРМАЦИИ

Закономерности распределения редких
и рассеянных элементов

Геохимические особенности магматических пород отражают процессы образования исходных магм и их последующей эволюции. Эти процессы, многообразные по своей природе и зависящие от конкретных геологических условий, определяют в известной мере поведение петрогенных, а также редких, рассеянных и других групп элементов, что служит теоретической основой геохимической петрологии. С другой стороны, изучение закономерностей распределения элементов, относимых к редким и рудогенным, имеет большое значение для установления геохимической специализации и оценки возможной металлоносности изучаемых комплексов пород, как это было отмечено рядом исследователей (Коптев-Дворников, Руб, 1964; Летников, 1969; Гинзбург, 1972, и др.).

Геохимические особенности щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова установлены по содержанию более 40 редких и рассеянных элементов в тех же средних пробах пород, в которых определялось содержание петрогенных элементов и количественный минеральный состав (табл. 26 и 27).¹ Наконец, представилось целесообразным рассмотреть статистические оценки содержания редких и рассеянных элементов и коэффициенты парной корреляции между ними для двух главных групп щелочных гранитов — эгирин-арфведсонитовых и лепидомелан-феррогастингситовых гранитов и для гранитоидов формации в целом (табл. 28).

Принимая в первом приближении геохимическую специализацию как уровень накопления элементов по отношению к их кларковому содержанию, рассмотрим содержание редких и рудогенных элементов в щелочных гранитоидах по отношению к их кларкам в кислых породах (Виноградов, 1962). Сравнение показывает (рис. 38), что содержание в щелочных гранитах циркония, ниобия, олова, свинца, цинка, меди, редких земель, иттрия, бериллия, галлия, тантала, лития, молибдена выше их кларка в кислых породах и соизмеримо с их содержанием (кроме ниобия) в таком типичном щелочном массиве, как Хибинский (Кухаренко и др., 1968). Близко к кларковому содержанию рубидия, никеля, ниже кларкового содержание стронция, бария, ванадия, цезия, кобальта и хрома.

В щелочных гранитах проявлена положительная корреляция между цирконием, оловом, свинцом, ниобием, танталом, бериллием, редкими землями, особенно отчетливо выраженная в эгирин-арфведсонитовых гранитах, с одной стороны, и хромом, кобальтом, никелем, ванадием, молибденом, медью — с другой, проявленная преимущественно в лепидо-

¹ Редкие щелочи определялись методом пламенной фотометрии; Be, Sn, Ga, Pb — количественным спектральным методом; Zr, P, Ti, Nb, Ta, F, Cl, CO₂ — методами химического анализа; Sr, Ba, Zr, Mn — методом атомной абсорбции; редкие земли — методом хроматографии на бумаге; остальные элементы определены полуквантитативным спектральным анализом.

Порода (группа, разновидность)	Количество проб	Элементы								
		Li	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	Sc	Ga	
Эгирин-арфведсонитовый гранит:										
магнетит эгириновый	6	26.7	326	2.5	10.3	133.3	598.3	1.7	32.3	
арфведсонит-эгириновый	7	69.7	245.1	3	8.6	114.3	650	—	29.4	
эгирин-арфведсонитовый	14	85.2	255.6	3.6	10.0	114.3	515.7	—	31.5	
эгирин-арфведсонитовый с энigmatитом	10	54.8	180.9	1.2	6.5	115	381	—	37.4	
энigmatит-эгирин-арфведсонитовый	3	56.3	239	—	6.6	116	733	—	29	
лепидомелановый с эгирином и арфведсонитом	6	97.6	235	10	7	92	462	—	68	
Лепидомелан-феррогастингситовый гранит:										
лепидомелан-феррогастингситовый порфириновый	4	27.2	93.5	0.5	5.2	300	1225	12.5	18.8	
лепидомелан-феррогастингситовый гнейсовидный	5	41.0	152	Сл.	7	300	1238	2.0	28	
лепидомелановый с феррогастингситом (жильный)	4	13.5	171	—	3.5	90	687.5	—	29	
Авгит-лепидомелановый гранодиорит	4	13.8	84.2	—	2.2	300	700	20	18.5	
Щелочные граносиениты	1	21	118	—	2	100	480	—	36	
Кварцевый сиенит	1	21	170	—	Сл.	100	1440	—	20	
Щелочной сиенит	3	127	330	11	19	183	633	Сл.	28	
Миаскит	7	227	428	17	38	286	143	—	49	
Нефелиносодержащий сиенит	4	66	109	3.8	4.8	100	1180	Сл.	23	
Кларк кислых пород (граниты, гранодиориты и др.) по А. П. Виноградову (1962)		40	200	5	5.5	300	830	3	20	

мелан-феррогастингситовых гранитах. В распределении аксессуарных элементов среди отдельных разновидностей гранитов наблюдаются также определенные закономерности.

От авгит-лепидомелановых к лепидомелан-феррогастингситовым и эгирин-арфведсонитовым гранитам происходит увеличение содержания лития, рубидия, цезия, бериллия, галлия, редких земель, иттрия, циркония, ниобия, свинца, цинка, олова и никеля и уменьшение содержания стронция, бария, меди, ванадия, кобальта и хрома. Эта тенденция проявлена как при сравнении главных групп и разновидностей щелочных гранитоидов, так и в вертикальном разрезе дифференцированных пластообразных интрузивных тел. В последних от эгирин-арфведсонитовых гранитов с энigmatитом глубинных частей интрузий к магнетит-эгириновым гранитам апикальных частей увеличивается содержание рубидия, бария, редких земель, циркония, олова, свинца, ниобия и тория.

Последовательность изменения содержания редких и рассеянных элементов в щелочных гранитоидах и нефелиновых сиенитах иллюстрируется диаграммой изменения концентраций элементов. За единицу приняты содержания элементов в наименее дифференцированных авгит-лепидомелановых гранодиоритах (рис. 39).

Содержание аксессуарных элементов в породах формации (в $n \times 10^{-4}$, вес. %))

TR	Y	Zr	Hf	Nb	Ta	Pb	Zn	Cu	Mo	Ag	Sn	V	Ni	Co	Cr
1712	278	3193.3	16.7	72	14.3	97	650	223.3	7.1	Сл.	24	1.7	28.3	—	3.3
573.6	69.3	753.6	17.1	40.3	8	31	144.3	107.1	3.6	Сл.	10.1	Сл.	—	—	—
484	73.5	696	10.7	47	8	27	164.3	306.4	4.3	—	9.7	1.4	5.7	—	0.3
316	47.4	722	2.0	20	12	143	127	62.4	Сл.	Сл.	5.7	Сл.	4	—	1.0
267.5	47.5	1035	—	21	8	9	33.3	11.3	—	—	6	—	—	—	—
388	70	655	11.7	48	8	178	275	372	2.0	—	20.5	83	10	—	1.7
374	46.2	780	—	28	8	20	100	78.5	2.5	Сл.	5.7	10	—	—	2.5
518	21.4	1342	—	44	24.5	25	150	10	—	—	11.4	—	—	—	2.0
254	16.2	225	—	18	8	9	100	335	5	Сл.	5	20	Сл.	—	7.5
309	28.7	284	—	19	8	13	100	452.5	3.5	—	4	87.5	20	18.5	60
400	50	300	—	30	—	16	100	100	—	—	8	—	—	—	—
80	11	100	—	100	—	—	100	Сл.	—	—	—	Сл.	—	—	—
2656	2733	1425	100	219	17	70	176	6	—	Сл.	13	—	—	—	Сл.
1641	290	3750	27.5	290	35	275	366	8.6	1.4	Сл.	36	—	Сл.	—	Сл.
121	16	275	—	14	16	15	100	54	—	—	1.8	17.5	Сл.	Сл.	—
295	34	200	—	20	3.5	20	60	20	1	—	3	40	8	5	25

Значительный интерес представляют закономерности распределения редких элементов в породообразующих минералах эволюционных рядов, а также между породообразующими и аксессуарными минералами (табл. 29).

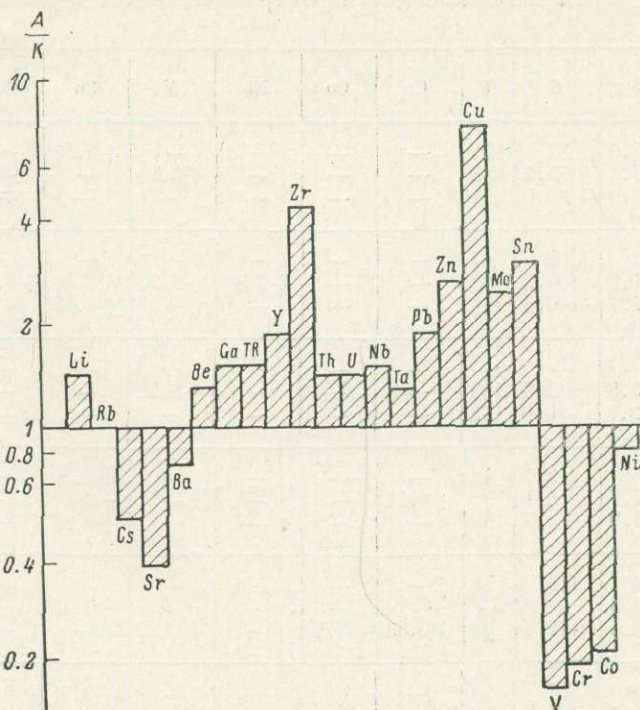
Здесь отчетливо устанавливается, что концентраторами и носителями большинства редких элементов в породах служат темноцветные минералы, обычно (кроме авгита) выделяющиеся на поздних этапах кристаллизации (агпаитовый тип кристаллизации). При этом авгит, выделяющийся на раннем этапе, концентрирует в первую очередь скандий, ванадий, никель, кобальт, медь, в то время как более поздние — арфведсонит, эгирин и лепидомелан — обогащаются литием, рубидием, цезием, ниобием, цирконием, свинцом, цинком, оловом. Микроклин является концентратором и носителем бериллия; вместе с микроклином альбит концентрирует преобладающую массу галлия и свинца. Что касается ряда других редких элементов, то их поведение неоднозначно. Преобладающая масса циркония сконцентрирована в аксессуарном цирконе. Редкоземельные элементы и иттрий также преимущественно накапливаются в собственных аксессуарных минералах — монаците, ортите, чевкините, бритолите, торите или сфене (кейльгауите), цирконе, апатите и др. Ряд элементов — ниобий, тантал, молибден концентрируются как в породообразующих, так иногда

Таблица 27

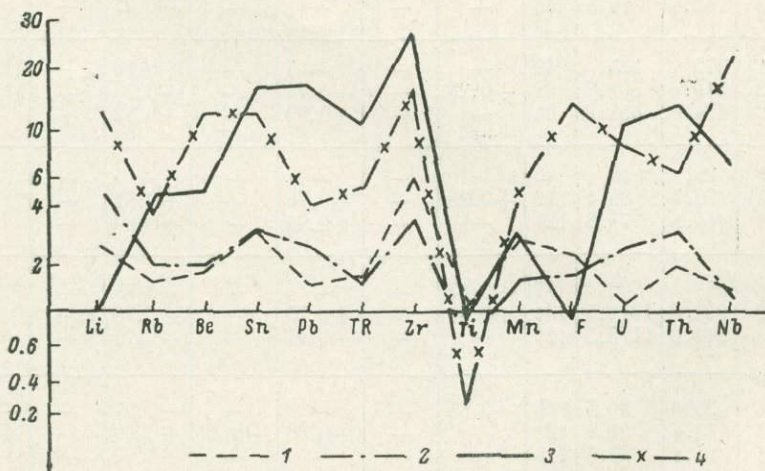
Содержание (вес. %) и состав редкоземельных элементов и иттрия ($\Sigma(\text{La}-\text{Y}) = 100\%$) в породах формации

Порода	Количество проб	$\Sigma \text{Y}_2\text{O}_3 + \text{Th}_2\text{O}_3$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	$\Sigma(\text{La}-\text{Nd})$ ΣCe	$\Sigma(\text{Sm}-\text{Ho})$ $\Sigma \text{Y}_1 + \text{Y}$	$\Sigma(\text{Er}-\text{Lu})$ ΣY_2	$\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$
Магнетит-эгириновый гранит . .	13	0.14	16.4	34.1	3.9	14.4	3.6	0.4	3.3	0.6	3.2	1.2	2.6	0.9	2.1	0.7	12.6	68.8	24.9	6.3	2.2
Арфведсонит-эгириновый гранит	15	0.06	17.2	33.9	3.7	15.2	3.7	0.4	3.3	0.6	3.1	1.2	2.4	0.7	2.4	0.8	11.4	70.0	23.7	6.3	2.3
Эгирин-арфведсонитовый гранит	11	0.06	16.3	31.2	4.6	15.1	3.9	0.4	3.4	0.6	3.0	1.1	2.3	1.0	2.1	0.9	14.1	67.2	26.5	6.3	2.0
Эгирин-арфведсонитовый гранит с энigmatитом	12	0.04	15.8	29.0	3.7	15.0	4.0	0.4	4.1	0.7	3.7	1.6	3.0	1.2	3.0	1.3	13.5	63.5	28.0	8.5	1.7
Энigmatит-эгирин-арфведсонитовый гранит	2	0.04	12.2	33.8	4.4	15.2	3.4	0.4	3.5	0.6	2.8	1.4	2.9	0.8	2.2	0.8	15.6	65.6	27.7	6.7	1.9
Лепидомелановый гранит с эгирином и арфведсонитом	2	0.045	12.9	27.4	3.4	15.8	4.7	0.5	4.7	0.8	3.0	1.6	3.6	1.4	2.3	3.0	14.9	59.5	30.2	10.3	1.5
Авгит-лепидомелановый гранодиорит	2	0.03	12.8	29.3	4.3	17.6	4.3	0.4	5.2	0.9	3.1	1.8	3.1	1.2	2.7	2.0	11.3	64.0	27.0	9.0	1.8
Лепидомелан-феррогастингситовый порфириновый гранит	5	0.04	21.6	37.3	4.7	15.0	3.7	0.4	2.4	0.4	1.6	0.8	1.7	0.7	2.6	1.4	5.7	78.6	15.0	6.4	3.6
Лепидомелан-феррогастингситовый гнейсо-гранит	6	0.06	12.5	32.1	3.6	16.0	3.6	0.4	4.0	0.7	3.3	1.1	2.3	0.9	2.0	0.9	16.6	64.2	29.7	6.1	1.8
Лепидомелановый гранит с феррогастингситом	5	0.03	15.8	35.1	4.3	15.2	2.7	0.3	2.8	0.5	2.7	0.9	2.4	1.3	2.7	1.7	11.6	70.4	21.5	8.1	2.3
Нефелиновый сиенит	6	0.16	19.4	33.1	3.4	10.3	2.6	0.3	2.5	0.4	3.1	1.4	2.5	0.9	2.6	1.2	16.3	66.2	26.6	7.2	1.9
Нефелинсодержащий сиенит	4	0.009	19.8	29.4	3.6	14.7	3.2	0.3	2.3	0.4	4.7	1.3	1.8	1.3	2.0	1.1	14.1	67.5	26.3	6.2	2.0
Щелочный сиенит	2	0.34	21.3	40.1	4.4	15.7	2.6	0.3	2.3	0.4	1.8	0.4	1.4	0.3	0.7	0.3	8.0	81.5	15.8	2.7	4.4
Щелочный габброид	3	0.08	17.9	26.5	2.5	9.5	2.6	0.3	2.4	0.4	2.8	1.3	3.4	0.9	4.4	1.6	23.5	56.4	33.3	10.3	1.3

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ГИ Кольского ФАН СССР, Н. А. Елиной, Л. В. Малышевой, Н. Д. Евдокимовой.



Р и с. 38. Содержание редких и рассеянных элементов в породах (А) к кларку (К) в щелочных гранитоидах.



Р и с. 39. Изменение содержания редких и рассеянных элементов в последовательном ряду дифференциации щелочных гранитоидов по отношению к авгит-лепидомелановым гранодиоритам.

1—3 — граниты: 1 — лепидомелан-феррогастингситовые, 2 — эгирин-арфведсонитовые, 3 — магнетит-эгириновые; 4 — нефелиновые сиениты.

Таблица 28 (продолжение)

Элементы	Порода	X	S	V	Cr	Co	Ni	V	Sn	Mo	Cu	Zn
Zn	1	78	65	83	—	—	—	—	—	—	—	—
	2	201.9	381.4	189	+0.73	—	—	—	+0.48	—	—	—
	3	169.8	337.4	199	—	—	—	—	+0.49	—	—	—
Cu	1	196.2	315.6	161	+0.60	+0.61	+0.59	+0.65	—	+0.59	—	—
	2	150.8	380.4	252	—	—	—	+0.62	—	+0.29	—	—
	3	161.7	364.5	225	+0.24	+0.27	—	—	—	+0.35	—	—
Mo	1	3	5	196	—	—	—	+0.45	—	—	—	—
	2	2.6	5.7	220	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	2.6	5.6	213	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	1	6.4	3.4	53	—	—	—	—	—	—	—	—
	2	10.5	10.5	100	—	—	+0.69	—	—	—	—	—
	3	9.5	9.5	99	—	—	+0.33	—	—	—	—	—
V	1	25	39	159	+0.57	+0.82	+0.82	—	—	—	—	—
	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	5.9	14.6	247	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	1	5.4	10.0	187	+0.65	+0.92	—	—	—	—	—	—
	2	8.0	13.7	171	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	6.5	20.4	313	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	1	4.0	9.2	232	+0.66	—	—	—	—	—	—	—
	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	1.0	4.7	459	+0.73	—	—	—	—	—	—	—
Cr	1	17.8	31.9	179	—	—	—	—	—	—	—	—
	2	0.8	3.1	378	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	4.5	16.4	365	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — лепидомелан-феррогастингситовые граниты (20 определений); 2 — эгирин-арфведсонитовые граниты (63 определения); 3 — щелочные гранитоиды (83 определения). Коэффициенты парной корреляции на 5%-м уровне значимости.

и в акцессорных минералах. Например, ниобий и тантал накапливаются совместно с титаном в породообразующих темноцветных минералах, но также в титансодержащих акцессорных минералах (сфенах, ильмените) и концентрируются иногда в собственных акцессорных минералах — фергусоните, эвксените, пирохлоре.

Остановимся несколько подробнее на распределении и поведении отдельных групп редких элементов.

Редкие щелочные элементы

Содержание редких щелочей в гранитоидах в целом близко или несколько больше кларковых значений. Собственных минералов они не образуют и распределяются среди породообразующих минералов, концентрируясь преимущественно в слюдах и микроклине. В табл. 30 приведено среднее содержание редких щелочей в ряду гранитоидов от авгит-лепидомелановых гранодиоритов до эгирин-арфведсонитовых щелочных гранитов и

в нефелиновых сиенитах и распределение редких щелочей в породообразующих минералах.

В наименее дифференцированных авгит-лепидомелановых гранодиоритах содержание лития и рубидия вдвое ниже кларка. Литий и рубидий более или менее равномерно рассеяны в плагиоклазе, микроклине и пироксене. Некоторое обогащение литием и рубидием отмечается в лепидомелане, позднем по времени образования в сравнении с другими минералами.

В лепидомелан-феррогастингситовых гранитах, так же как в нижних частях интрузии (эгирин-арфведсонитовых гранитах), рубидий концентрируется в микроклине, а литий в феррогастингсите и лепидомелане.

Особенно заметно обогащение редкими щелочными элементами наиболее поздних дифференциатов гранитоидов — магнетит-эгириновых и лепидомелановых гранитов.

В целом отчетливо прослеживается накопление редких щелочей в ряду последовательно-дифференцированных гранитоидов. При этом микроклин преимущественно концентрирует рубидий, а темноцветные минералы в ряду авгит—эгирин-авгит—феррогастингсит—арфведсонит—эгирин—лепидомелан последовательно обогащаются литием, рубидием и, по-видимому, цезием. Одновременно уровень накопления лития в полевых шпатах относительно высокий в породах первичных слабо дифференцированных щелочногранодиоритовых магм, снижается в альбитах и микроклинах гранитоидов поздних этапов формирования, в которых литий концентрируется в темноцветных высокожелезистых минералах.

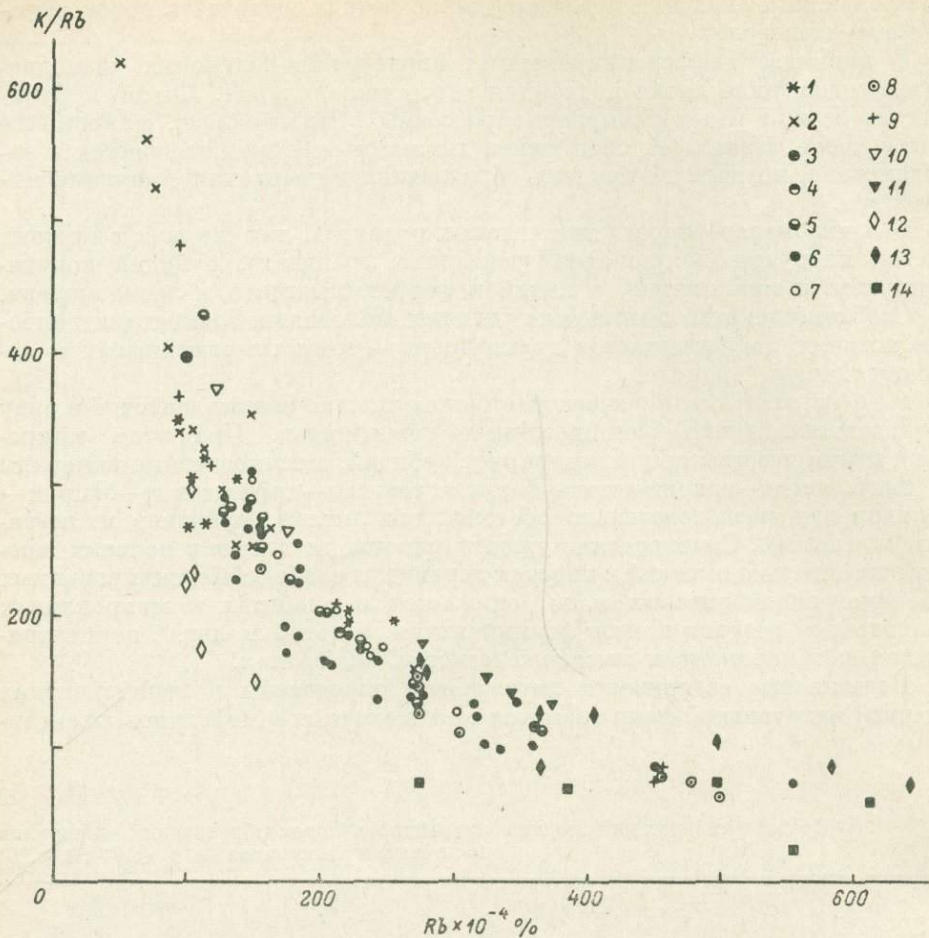
Повышенные содержания лития были определены в лепидомеланах поздней интрузивной фазы гранитов и из щелочных и нефелиновых сиени-

Таблица 29

Средние содержания редких элементов в породообразующих минералах щелочных гранитоидов (в $n \times 10^{-4}$, вес.%)

Элементы	Кварц (8)	Олигоклаз (9)	Альбит (9)	Микроклин (8)	Авгит (8)	Эгирин (7)	Феррогастингсит (9)	Арфведсонит (19)	Лепидомелан (20)
Li	0—3	Сл.	0.5	3	31	500	470	860	3870
Rb	—	Сл.	+	710	11	15	—	3	3550
Cs	—	Сл.	—	20	—	—	—	—	120
Be	—	10	20	3	3	6	6	70	10
Ga	3	10	100	140	10	60	40	45	110
Sc	—	—	—	—	300	—	150	—	3
TR	—	—	7	+	750	500	210	800	160
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	550
Zr	—	10	50	15	30	300	200	200	130
Pb	20	—	10	20	10	90	10	6.5	100
Zn	—	—	—	—	2000	1300	He оуп.	2500	2300
Sn	—	—	—	—	10	300	20	300	80
V	—	—	—	—	100	1	20	—	40
Ni	—	—	—	—	60	—	—	—	5
Co	—	—	—	—	30	—	4	—	8
Cr	—	10	—	—	5	15	—	5	+
Cu	4	15	4	6	100	10	10	10	30
Ba	—	40	30	60 до 1500	100	25	1000	40	630
Sr	—	100	—	100	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	700	4200	9600	3600—23700

Примечание. В скобках — количество определений.



Р и с. 40. Зависимость содержания рубидия в последовательном ряду дифференциатов щелочных гранитоидов.

1 — авгит-лепидомелановые гранодиориты; 2 — лепидомелан-феррогастингситовые граниты; 3 — лепидомелановые граниты с феррогастингситом; 4 — энigmatит-арфведсонит-эгириновые граниты; 5 — эгирин-арфведсонитовые граниты с энigmatитом; 6 — эгирин-арфведсонитовые граниты; 7 — арфведсонит-эгириновые граниты; 8 — магнетит-эгириновые граниты; 9 — лепидомелановые граниты с эгирином и арфведсонитом; 10 — щелочные гравосиениты; 11 — щелочные сиениты; 12 — нефелинсодержащие сиениты; 13 — нефелиновые сиениты; 14 — щелочные габброиды.

Таблица 30

Средние содержания редких щелочных элементов в щелочных гранитоидах, нефелиновых сиенитах и породообразующих минералах (в $n \times 10^{-4}$, вес.%)

Порода и минерал	Авгит-лепидомелановые гранодиориты (4)			Граниты						Нефелиновые сиениты		
				лепидомелан-феррогастингситовые (15)			эгирин-арфведсонитовые (46)					
	Li	Rb	Cs	Li	Rb	Cs	Li	Rb	Cs	Li	Rb	Cs
Порода	14	84	—	25	133	—	67	231	3,5	230	405	10
Плагиоклаз	12	9	—	—	—	—	0,4	—	—	1	—	—
Микроклин	10	19	1	5	51	Сл.	2	76	21	25	1110	14
Амфибол	—	—	—	31	—	—	268—470	—	—	340	—	—
Пироксен	31	11	1	—	—	—	277—348	81	—	423	910	—
Бiotит	314	546	15	1927	1190	113	4700	3367	263	4230	3913	282
Нефелин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	611	273	—

Примечание. В скобках — количество определений.

тов. В щелочных нефелиновых сиенитах литий концентрируется также в нефелине. Повышенные содержания лития отмечены в биотитах пегматитов щелочных гранитов (Луцк, 1972). В эндоконтактных минерализованных гранитах содержание лития резко падает, так как в них цветные минералы разлагаются и замещаются магнетитом.

В поведении рубидия отчетливо прослеживается его тесная связь с калием. Среднее содержание рубидия в щелочных гранитоидах (207.7 г/т) почти идеально соответствует его содержанию в гранитах согласно Л. В. Таусону (1961), который приводит цифру 0.021% или 210 г/т.

В то же время в ряду последовательно дифференцированных гранитоидов формации щелочных гранитов и сиенитов параллельно с возрастанием общей щелочности и содержания кремнезема в поздних дифференциатах накопление в породах и К-содержащих порообразующих минералах рубидия происходит непропорционально быстро по сравнению с калием. При этом отношение К к Rb уменьшается. На графике, предложенном О. Д. Ставровым (1966), породы формации щелочных гранитов и сиенитов образуют отчетливый ряд дифференциации (рис. 40).

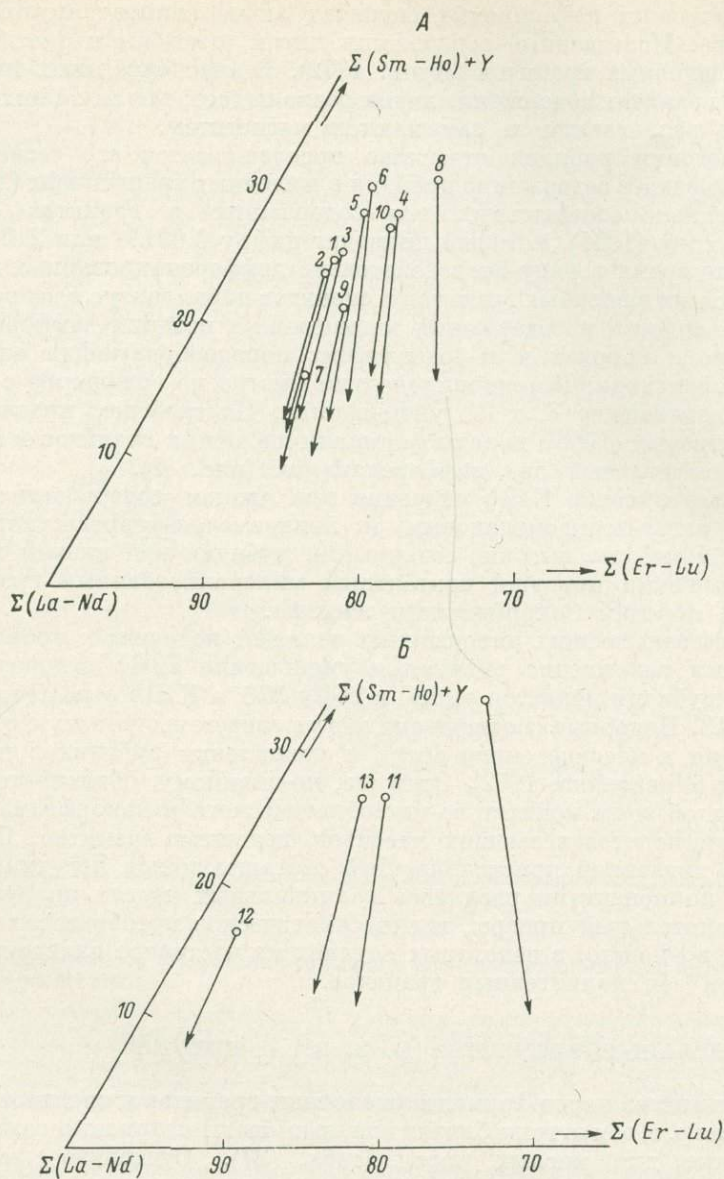
Наиболее высокие К/Rb значения при низком содержании рубидия присущи авгит-лепидомелановым и лепидомелан-феррогастингситовым гранитам. Наиболее высокие содержания рубидия при низком значении К/Rb отношения присущи контактными минерализованным гранитам и щелочным породам Сахарйонского массива.

В пологозалегающих интрузивных телах от подошвы к кровле также наблюдается накопление рубидия и уменьшение К/Rb отношения. Содержание рубидия меняется от 180 к 250 и 326, а К/Rb отношения от 222 к 160 и 113. Подобные соотношения могут свидетельствовать о ходе кристаллизации в массиве снизу вверх и накоплении рубидия в конечных продуктах (Коваленко, 1972). Этим же, по-видимому, объясняется и развитие мощной зоны контактово-метасоматического метаморфизма в породах кровли пологозалегающих массивов щелочных гранитов. При этом в связи с медленной кристаллизацией обогащающихся летучими и подвижными компонентами расплавов в апикальных частях интрузий происходил длительный прогрев и метасоматическое преобразование пород кровли и, возможно, в некоторых случаях их частичное плавление, с образованием зон палингенных гранитов.

Редкоземельные элементы (р. з. э.) и иттрий

Для большинства пород формации щелочных гранитов и сиенитов средние содержания р. з. э. и иттрия близки или превышают кларковые содержания, характерные для кислых пород (табл. 27). Отчетливо устанавливается тенденция к накоплению р. з. э. в поздних членах дифференциационного ряда щелочных гранитоидов и в породах сиенит-нефелин-сиенитового ряда. Для всех пород формации щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова свойственно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми и иттрием (рис. 41). Как следует из рисунка и данных, приведенных в табл. 27, заметного изменения соотношения между отдельными элементами и группами р. з. э. в эволюционном ряду щелочных гранитоидов не происходит, хотя намечается некоторое обогащение легкими лантаноидами ранних дифференциатов (лепидомелан-феррогастингситовые граниты) относительно обогащенных кальцием и наиболее бедных р. з. э. разновидностей гранитоидов. В зонах наложенной минерализации предпочтительнее накапливаются легкие лантаноиды. Вместе с тем для щелочных гранитов характерно общее повышенное содержание тяжелых лантаноидов и иттрия по сравнению с их кларками для кислых пород.

Представляет интерес рассмотрение закономерностей распределения р. з. э. и иттрия в порообразующих и акцессорных минералах щелочных

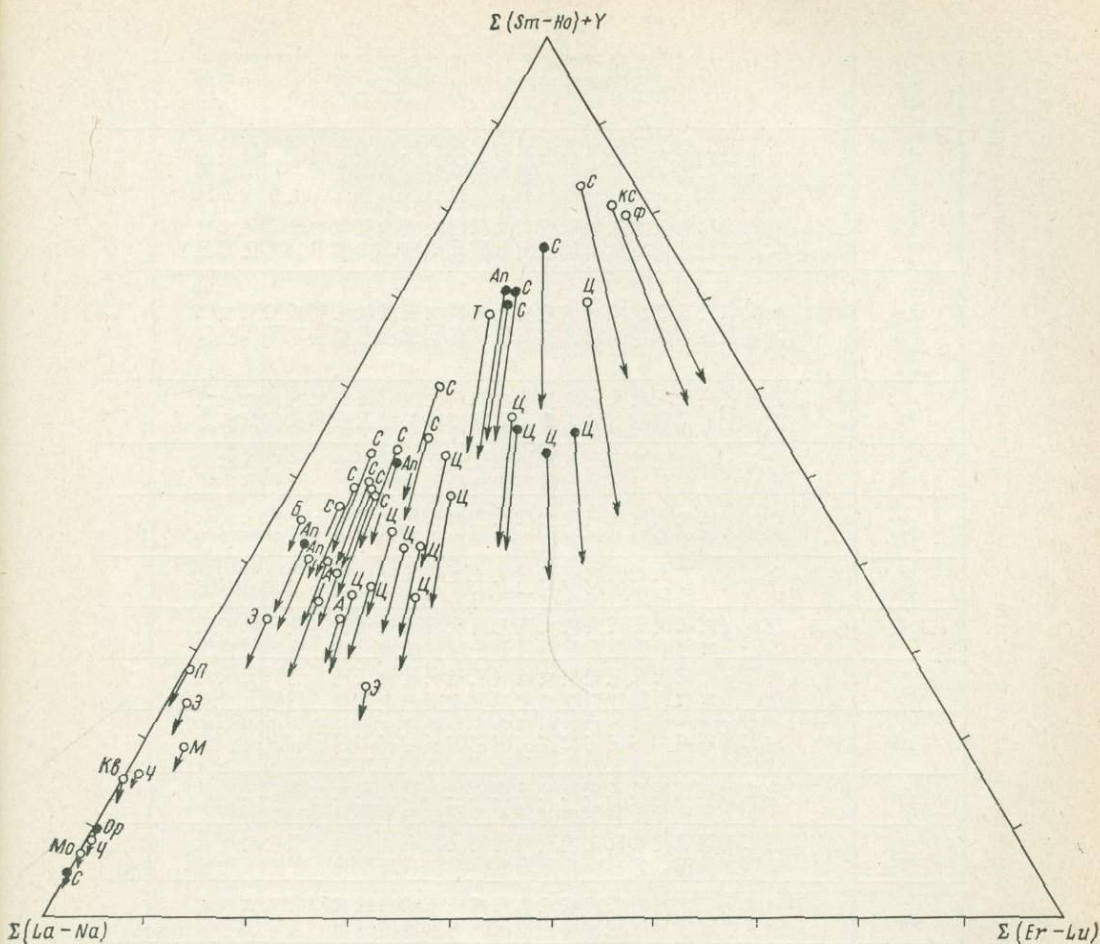


Р и с. 41. Состав и распределение редкоземельных элементов и иттрия в породах формации щелочных гранитов и сиенитов.

А — щелочные гранитоиды; Б — щелочные породы. Номера у векторов соответствуют номерам пород в табл. 30.

гранитов (табл. 31). Обращает на себя внимание, что суммарное содержание р. з. э. в главных породообразующих минералах — полевых шпатах, кварце и темноцветных — не превышает 15—20% от суммы р. з. э. в породах, иными словами, преобладающая масса р. з. э. сконцентрирована в акцессорных минералах.

В полевых шпатах наблюдается относительная концентрация легких лантаноидов, но в темноцветных минералах поздних этапов кристаллизации — арфведсоните и эгирине — их содержание заметно снижается, а содержание тяжелых лантаноидов возрастает (рис. 42) — закономерность ранее отмеченная Д. А. Минеевым (1969). На этом же графике,



○ 1 ● 2

Р и с. 42. Состав и распределение редкоземельных элементов в минералах щелочных гранитоидов.

1 — эгирин-арфведсонитовые граниты; 2 — лепидомелан-феррогастингситовые граниты и гранодиориты. Минералы: Кв — кварц, М — микроклин, П — плагиоклаз, А — арфведсонит, Э — эгирин, С — сфен, Ап — апатит, Ц — циркон, Б — бритолит, Мо — монацит, Кс — ксенотим, Ч — чевкинит, Ор — ортит, Эв — эвксенит, Т — торит, Ф — фергусонит.

составленном по Д. А. Минееву (1965) с видоизменением (Бельков, Елина, 1971), позволяющим (длиной вектора) отражать наряду с р. з. э. содержание Y, иллюстрируется состав и распределение р. з. э. и Y в акцессорных минералах. На графике можно видеть, что селективными и резко селективными составами р. з. э. обладают такие минералы, как чевкинит, монацит, ортит (цериевые), фергусонит и ксенотим (иттриевые). Комплексный состав лантаноидов свойствен апатиту и бритолиту. Состав лантаноидов в сфенах и цирконах меняется в весьма широких пределах, свидетельствуя о большом диапазоне геохимических условий их образования. При этом намечается общая закономерность, отвечающая накоплению иттрия и иттриевых составов лантаноидов в цирконах и сфенах более поздних дифференциатов щелочных гранитов. Так, если для сфена из лепидомелан-феррогастингситового гранита Иоканьского массива характерен селективный церий-лантан-ниодимовый состав р. з. э. (табл. 31, обр. 143/69), то сфен из контактного магнетит-эгиринового гранита (обр. 23/70) является селективно иттриевым. Существенно

Таблица 31

Содержание (вес. %) и состав редкоземельных элементов и иттрия ($\Sigma(La-Y) = 100\%$) в минералах щелочных гранитоидов

Минерал	Номера образцов	$TR_2O_3 + Y_2O_3$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	$\Sigma(La-Nd), \Sigma Ce$	$\Sigma(Sm-Ho), \Sigma Y_1 + Y$	$\Sigma(Er-Lu), \Sigma Y_2$
Кварц	181/70	0.009	8.5	27.1	3.5	12.0	5.6	0.6	5.3	0.9	5.4	2.4	4.2	1.7	3.7	0.3	18.8	51.1	20.2 + 18.8	9.9
»	102В/66	0.003	20.8	40.2	4.6	18.9	3.8	0.4	2.4	0.4	1.8	—	—	—	—	—	6.7	84.5	8.8 + 6.7	—
Плагиоклаз	181/70	0.005	20.3	29.2	—	22.9	10.0	1.0	1.2	0.2	2.2	—	—	—	—	—	13.0	72.4	14.6 + 13.0	—
Микроклин	102В/66	0.009	21.9	33.4	4.3	17.9	2.9	0.3	3.2	0.6	2.2	1.5	1.7	—	2.4	—	7.7	77.5	10.7 + 7.7	4.1
Эгириин	180/70	0.07	14.2	25.4	5.8	15.2	4.1	0.4	3.9	0.7	3.7	1.0	2.9	0.2	3.1	0.2	19.2	60.6	13.8 + 19.2	6.4
»	283/70	0.04	15.3	26.0	4.3	10.3	3.8	0.4	4.3	0.7	4.2	2.2	5.4	2.1	9.3	2.5	9.3	55.9	15.5 + 9.3	19.3
Арфведсонит	121/66	0.06	10.7	26.1	4.8	12.3	4.7	0.5	4.7	0.8	5.4	2.0	3.8	1.2	5.7	1.3	16.0	53.9	18.1 + 16.0	12.5
»	181/70	0.09	11.3	23.6	3.0	13.6	5.0	0.5	4.7	0.8	5.7	1.0	3.3	0.8	4.0	0.8	21.9	51.5	17.7 + 21.9	8.9
Сфен	6/57	3.06	4.6	20.2	3.2	20.1	5.4	0.5	5.7	2.6	5.3	1.2	3.0	0.4	1.6	0.2	26.0	48.1	20.7 + 26.0	5.2
»	60/63	3.07	9.2	17.9	3.1	15.1	4.8	0.5	4.4	1.7	7.3	1.2	3.5	0.6	1.9	0.4	28.4	45.3	19.9 + 28.4	6.4
»	34/57	5.16	4.7	17.9	3.1	16.2	4.8	0.5	5.0	1.9	5.2	1.1	3.1	0.5	2.1	0.1	33.8	41.9	18.5 + 33.8	5.8
»	281/57	4.11	5.2	18.9	3.6	15.9	4.7	0.4	5.2	2.3	5.0	1.6	3.3	1.0	2.3	0.7	29.9	43.6	19.2 + 29.9	7.3
»	2/57	3.24	4.0	17.9	3.1	18.1	5.4	0.5	5.3	1.3	5.2	1.4	3.8	1.6	2.1	0.2	29.1	43.1	20.1 + 29.1	7.7
»	45/62	4.74	3.4	17.0	3.5	15.5	4.6	0.4	5.2	1.7	6.6	1.3	3.6	1.0	3.0	1.0	32.2	39.4	19.8 + 32.2	8.6
»	66/63	1.19	4.4	13.4	2.5	14.9	5.1	0.5	5.0	2.4	5.2	1.9	4.0	1.1	4.1	1.2	34.3	35.2	20.1 + 34.3	10.4
»	283/57	6.43	4.1	9.5	2.4	14.1	6.2	0.6	7.4	1.2	9.3	1.0	5.3	0.8	2.8	0.2	35.1	30.1	25.7 + 35.1	9.1
»	472/58	3.89	4.6	17.9	3.7	17.7	4.8	0.5	4.3	1.7	6.9	1.0	4.0	0.6	3.0	1.1	28.2	43.9	18.5 + 33.8	8.7
»	19/58	2.36	1.0	6.0	1.7	9.8	4.8	0.5	6.7	2.7	9.5	1.9	4.7	1.6	4.1	1.0	44.0	18.5	26.1 + 44.0	11.4
»	413/58	1.04	1.6	5.7	1.8	10.6	4.9	0.5	7.8	2.6	11.1	1.3	5.2	1.3	4.2	1.2	40.2	19.7	28.2 + 40.2	11.9
»	458/58	2.49	0.6	3.9	1.2	7.1	4.1	0.4	6.7	1.1	10.5	1.8	5.0	1.3	4.5	1.5	50.3	12.8	24.6 + 50.3	12.3
»	143/69	0.28	22.7	48.9	3.6	21.0	1.7	0.2	0.6	0.1	0.5	—	—	—	—	—	0.7	96.2	3.1 + 0.7	—
»	23/70	8.00	0.4	1.3	0.5	2.3	2.7	0.3	4.2	1.9	8.6	3.2	5.6	1.9	5.2	1.5	60.4	4.5	20.9 + 60.4	14.2
Апатит	143/69	1.19	4.9	13.7	2.9	18.0	6.9	0.7	7.7	1.3	5.5	2.2	4.0	1.7	2.9	1.3	20.3	39.5	24.3 + 26.3	9.9
»	148/69	0.92	4.4	20.8	4.2	23.8	6.6	0.7	6.2	1.0	3.5	0.9	2.0	0.5	2.0	0.3	23.1	53.2	18.9 + 23.1	4.8
»	458/58	0.63	1.8	6.7	1.4	8.2	5.1	0.5	7.8	3.2	7.5	2.0	5.5	0.9	3.7	0.7	45.0	18.1	26.1 + 45.0	10.8
»	108/66	5.79	9.0	22.9	3.7	16.7	4.4	0.4	4.6	0.8	4.5	1.7	3.3	1.0	2.0	0.6	24.4	52.3	16.4 + 24.4	6.9

Таблица 31 (продолжение)

Минерал	Номера образцов	$TR_2O_3 + Y_2O_3$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	$\Sigma(La-Nd), \Sigma Ce$	$\Sigma(Sm-Ho), \Sigma Y_1 + Y$	$\Sigma(Er-Lu), \Sigma Y_2$
Бритолит	198/64	48.57	7.5	28.1	3.2	13.1	29.2	0.2	2.5	0.3	2.6	0.3	1.3	0.2	1.0	0.2	10.3	51.9	35.1 + 10.3	2.7
Монацит	101/66	61.21	27.1	45.4	4.4	16.2	2.2	0.2	1.7	0.3	1.4	—	—	—	—	—	1.1	53.1	9.8 + 1.1	—
Ксенотим	115/66	53.82	0.4	2.0	0.4	0.9	1.4	0.1	4.2	0.7	8.2	2.4	8.0	1.4	4.4	2.5	63.0	3.7	17.0 + 63.0	16.3
Чевкинит	271/70	44.19	18.7	42.1	4.7	18.1	3.7	0.4	3.2	0.5	2.2	0.3	0.8	0.1	0.5	0.1	4.6	83.6	10.3 + 4.6	1.5
»	1056	43.52	24.2	47.5	4.5	14.6	2.5	0.3	2.3	0.4	1.0	0.2	0.3	—	0.2	—	2.0	90.8	6.7 + 2.0	0.5
Фергусонит	23/70	39.00	0.5	1.1	0.3	1.5	2.7	0.3	4.1	0.7	8.9	3.9	8.3	1.8	6.9	1.5	57.5	3.4	20.6 + 57.5	18.5
Ортит	458/58	17.44	22.9	45.4	5.0	17.0	3.2	0.3	1.9	0.3	1.0	0.1	0.3	—	0.2	—	2.4	90.3	6.8 + 2.4	0.5
Эвксенит	23/70	16.65	16.6	36.5	4.2	17.3	4.2	0.4	3.9	0.6	2.7	0.7	1.8	0.1	0.7	0.1	10.2	74.6	12.5 + 10.2	2.7
Торит	103/63	4.34	2.6	9.0	2.0	7.7	4.3	0.4	6.9	1.1	9.6	2.8	5.2	1.0	2.9	0.9	43.6	21.3	25.1 + 43.6	10.0
Циркон	148/69	0.13	5.7	7.1	3.1	4.1	4.5	0.5	6.4	1.1	8.0	3.2	9.5	2.4	9.8	3.4	31.2	20.0	23.7 + 31.2	25.1
»	171/70	0.81	12.3	21.0	3.2	10.3	3.3	0.3	3.0	0.5	4.2	2.7	5.9	2.3	8.0	2.3	20.8	46.8	14.0 + 20.8	18.4
»	472/58	0.29	5.0	10.6	1.7	6.3	2.4	0.2	4.1	0.6	4.3	1.9	6.8	2.1	11.1	3.7	39.2	23.6	13.5 + 39.2	23.7
»	69/63	0.31	11.5	16.5	3.4	10.1	5.3	0.5	2.8	0.4	4.2	1.6	7.1	1.2	6.6	1.3	27.5	41.5	14.8 + 27.5	16.2
»	1010/57	0.50	8.9	18.4	3.4	12.4	4.4	0.4	5.4	1.0	4.7	1.9	4.4	2.4	4.7	1.0	26.6	43.1	17.8 + 26.6	12.5
»	458/58	0.61	8.0	10.4	1.0	7.7	2.5	0.2	3.5	0.5	5.0	2.8	6.4	2.2	8.2	2.7	38.9	27.1	14.5 + 38.9	19.5
»	102/66в	0.69	7.6	13.8	2.2	10.5	3.8	0.4	3.7	0.7	5.0	2.4	5.4	1.9	4.8	1.7	36.1	34.1	16.0 + 36.1	13.8
»	60/63а	0.98	10.9	24.8	5.2	14.6	1.3	1.1	2.6	0.4	3.8	0.4	4.4	0.2	4.6	0.2	25.5	55.5	9.6 + 25.5	9.4
»	51/62	1.20	12.6	19.8	3.0	14.4	5.2	0.5	4.8	0.7	2.4	1.8	5.2	1.7	4.6	1.1	21.7	49.8	15.4 + 21.7	13.1
»	101/66в	1.25	10.7	17.5	1.1	7.6	1.7	0.1	2.8	0.4	4.8	1.7	6.9	2.2	6.3	1.3	35.6	36.9	11.5 + 35.6	16.0
»	1061/57	1.10	7.2	11.7	1.7	7.3	2.4	0.2	2.7	0.4	5.1	2.2	5.1	1.8	9.0	2.5	40.7	27.9	13.0 + 40.7	18.4
»	1056/57	1.35	10.0	20.9	2.8	9.7	4.5	0.4	3.5	0.6	4.1	3.6	4.2	1.2	4.7	4.1	25.7	43.4	16.7 + 25.7	14.2
»	36/63	1.39	4.3	4.5	1.0	1.6	0.5	0.1	1.3	0.2	2.3	1.1	4.8	1.8	9.8	3.1	63.6	11.4	5.5 + 63.6	19.5
»	44/62	1.74	13.1	25.4	2.5	10.3	2.5	0.2	2.7	0.4	4.2	1.9	4.5	1.2	5.6	1.6	23.9	51.3	11.9 + 23.9	12.9

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ГИ Кольского ФАН СССР, аналитики Н. А. Елина, Л. В. Малышева, Н. Д. Евдокимова.

иттриевая минерализация свойственна жильным и постмагматическим — пегматитовым отщеплениям щелочных гранитов (Бельков, 1958; Белолицкий, Елина, 1967; Лунц, 1972).

Цирконий и гафний

Одной из наиболее характерных отличительных геохимических особенностей пород формации щелочных гранитов и сиенитов является обогащенность их цирконием при одновременном высоком Zr/Hf отношении. Из данных табл. 26 следует, что содержание циркония в лепидомелан-феррогастингситовых гранитах в среднем превышает кларковое в три, а в эгирип-арфведсонитовых — в пять раз. Еще более отчетливо закономерность накопления циркония прослеживается в породах всего эволюционного ряда щелочных гранитоидов — от авгит-лепидомелановых гранодиоритов, в которых содержание циркония незначительно превышает кларковое к контактному эгириновым гранитам, не говоря уже о зонах минерализации, где в окварцованных богатых магнетитом гранитах содержание циркона достигает 1% и более. Распределение циркония в минералах пород показывает, что с кварцем цирконий не связан, в полевых шпатах концентрируется около 2% всего циркония, в темноцветных минералах порядка 5—10%. Таким образом, около 90% всего циркония в породах сконцентрировано в собственном минерале — цирконе. Практически содержание и распределение циркона в щелочных гранитах определяет содержание и распределение и циркония, и гафния, и наоборот. Из рассмотрения данных о содержании и распределении циркона в породах формации щелочных гранитов-сиенитов следует, что содержание циркона в породах существенно и устойчиво превышает среднее значение, характерное по В. В. Ляховичу (1963), для цирконовых гранитов.

Соотношение циркония и гафния в цирконах из различных гранитов Кольского полуострова, в том числе из щелочных гранитов, было изучено ранее (Бельков, Колесников, 1967), причем было установлено, что Zr/Hf отношение для цирконов из щелочных гранитов является максимальным. Известно, что при метасоматических процессах в силу большой подвижности циркония происходит заметное обогащение цирконов гафнием (Шевалеевский и др., 1960). О том, что подобный механизм накопления гафния имеет место и применительно к щелочным гранитам, свидетельствует высокий уровень накопления гафния в цирколите из амазонитового пегматита Западных Кейв ($ZrO_2/HfO_2=5$ — Бельков, Колесников, 1967). В то же время для всех цирконов из щелочных гранитов, в том числе и из контактных их разновидностей, характерен низкий уровень накопления гафния, что противоречит представлению о метасоматической природе цирконовой акцессорной минерализации щелочных гранитов и согласуется с другими данными о ведущей роли процессов магматической дифференциации. Zr/Hf отношение, по-видимому, может служить хорошим индикатором проявления метасоматоза и природы цирконов в гранитоидах.

Приведенные данные о содержании, распределении и концентрации редких элементов в породах формации щелочных гранитов и сиенитов однозначно подтверждают известные геохимические закономерности эволюции редких элементов, свойственные процессам дифференциации гранитных и щелочных магм. При этом соотношение форм концентрации и рассеяния редких элементов при кристаллизации расплавов определяется прежде всего различием величины активности редких элементов, а также соотношением их концентраций (Пополитов, Коваленко, 1973).

Для наиболее электроположительных элементов (цезия, рубидия, лития, бария, стронция и др.), отличающихся хорошей растворимостью и слабой активностью в кислых расплавах, характерно на магматиче-

ском этапе рассеяние в решетках породообразующих минералов, но в то же время происходит их концентрация (в силу лучшей растворимости по сравнению с менее сильными основаниями) в дифференциатах, все более обогащающихся кремнекислотой. Одновременно по мере возрастания кремнекислотности расплавов в более поздних дифференциатах наблюдается изменение отношения содержаний кристаллохимически близких пар элементов в пользу возрастания роли более основного компонента. Эта закономерность отчетливо проявлена в эволюционном ряду пород формации щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова (табл. 32).

Таблица 32

Изменение отношения элементов в зависимости от содержания SiO_2 в последовательном ряду дифференциации щелочных гранитоидов

Порода	SiO_2 (вес. %)	K/Rb	Ca/Sr	Ba/Sr	Mg/Li	Al/Ga
Эгирин-арфведсонитовый гранит . . .	74.05	156	28	4.5	3.5	1968
Лепидомелан-феррогастингситовый гранит	70.44	250	46	4.1	39	2335
Авгит-лепидомелановый гранодиорит	68.02	344	67	2.3	529	4162

Что касается более электроотрицательных элементов — титана, ниобия, циркония, редких земель и др., то их активность в магматических расплавах, по крайней мере на поздних этапах кристаллизации, настолько велика, что эти элементы преимущественно концентрируются в собственных аксессуарных минералах — сфене, ильмените, монаците, ортите, цирконе, фергусоните, эвксените, пирохлоре и др.

Известно (Ноккольдс, Аален, 1958; Знаменский и др., 1965), что содержание циркония, титана и, вероятно, редких земель в ходе магматической дифференциации кислых расплавов на конечных стадиях снижается. Наоборот, при дифференциации щелочных расплавов к конечным стадиям происходит накопление титана, ниобия, циркония, редких земель, что обусловлено увеличением растворимости их соединений в щелочных расплавах.

Накопление циркония, р. з. э., титана, ниобия в наиболее поздних дифференциатах формации щелочных гранитов Кольского полуострова, являющееся их отличительной геохимической особенностью, свидетельствует о закономерной возрастающей щелочности магматических расплавов при их дифференциации в эволюционном ряду от авгит-лепидомелановых гранодиоритов к лепидомелан-феррогастингситовым, эгирин-арфведсонитовым и магнетит-эгириновым щелочным гранитам.

Таким образом, геохимическое своеобразие щелочных гранитоидов заключается в том, что в процессе эволюции глубинных магматических кислых расплавов происходит не только обогащение их поздних дифференциатов кремнекислотой, что вообще свойственно гранитоидам, но и одновременно происходит возрастание их щелочности, определяющее их обеднение глиноземом, обогащение железом, образование в них высокожелезистых и натрово-железистых фемических минералов, обогащение характерным комплексом редких элементов (цирконий, редкие земли, ниобий, тантал и др.) и минералов (циркон, монацит, фергусонит, пирохлор, ортит, чевкинит и др.).

Представляется очевидным, что геохимическая специализация щелочно-гранитных магм в отношении циркония, р. з. э., ниобия и тантала является их коренной неотъемлемой особенностью, связанной с самим генезисом данной формации. Л. Н. Кюгарко (1971) подобную специализа-

цию агпаитовых пород объясняет высокой основностью магматических расплавов, из которых они формировались. Устанавливается также, что концентрация редких элементов в породах формации непосредственно связана с режимом кислотности—щелочности и в эволюционном ряду гранитоидов возрастает в конечных дифференциатах пропорционально возрастанию их щелочности. В постмагматических процессах — пегматитовом, метасоматическом, гидротермальном — в связи со щелочными гранитами можно ожидать развитие процессов формирования однотипного с магматическим редкометального оруденения при щелочном составе постмагматических растворов, для характера которых особенно большую роль имеет состав — основность вмещающих пород.

ГЕНЕЗИС ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Общие замечания

Проблема происхождения щелочных гранитов — выяснение их природы и закономерностей образования в определенных геологических условиях — является составной частью общей проблемы гранитообразования.

Констатированный в 1934 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом кризис представлений о родоначальных магмах (Левинсон-Лессинг, 1934) положил начало возобновлению длительной дискуссии о природе гранитов, в которой противоборствовали концепции магматизма и трансформизма. Различные аспекты этой еще не завершившейся дискуссии рассматривались во множестве частных и в известных обобщающих работах (Рид, 1950; Половинкина, 1957; Tuttle, Bowen, 1958; Тернер, Ферхуген, 1961; Афанасьев, 1963; Менерт, 1963; Кузнецов, 1964; Петров, 1964; Судовиков, 1964, 1967, и др.). Выявившийся в последнее время компромиссный подход к решению проблемы гранитообразования, заключающийся в признании гетерогенности гранитов — существования гранитов как магматического, так и метасоматического и ультраметаморфического генезиса, не снял ни одного из коренных вопросов петрогенезиса гранитов и скорее обусловил постановку ряда новых проблемных вопросов. К ним относятся установление общезначимых критериев магматической или метаморфической (метасоматической) природы гранитов, критериев для выявления различия и источников генезиса магматических расплавов, выяснение природы и условий возникновения гранитизирующих растворов, объяснение причин их сходного результирующего воздействия на различный субстрат, обуславливающих образование ограниченного набора гранитоидных формаций с их определенной геохимической и металлогенической специализацией и многие другие. Само существование гранитизирующих растворов представляется в значительной мере гипотетичным и нуждается в фактическом подтверждении, в отличие от реально существующих магматических расплавов. Но представления о способах образования гранитных расплавов и процессов их эволюции также в известной мере гипотетичны в силу их возможного и реально существующего многообразия, как это следует из данных геологических наблюдений и экспериментов.

Предполагаются следующие наиболее вероятные способы образования гранитных магматических расплавов: палингенное плавление геосинклинальных осадков или кислых пород земной коры; дифференциация синтектической магмы, образованной при растворении гранитного материала земной коры в базальтовой магме; дифференциация базальтовой магмы; анатектическое выплавление из подкорового вещества (из пород верхней мантии).

При образовании гранитоидов метасоматическим путем допускается возможность перемещения вещества диффузией в растворах; диффузией в твердой среде сквозь кристаллические решетки минералов; диффузией

ионов в межгранулярных жидких пленках; путем инфильтрации растворов.

Интересным синтезом магматической и метасоматической концепции гранитного петрогенезиса является представление Д. С. Коржинского (1946, 1952, 1955, 1962, 1970) о существовании и геологической роли трансмагматических растворов (об источниках которых, составе и способе перемещения все же не имеется достаточно объективных данных).

Что касается щелочных гранитов вообще и щелочных гранитов Кольского полуострова в частности, также имеются различные представления об их генезисе. Многие исследователи приводят данные о первичномагматическом происхождении щелочных гранитов ряда регионов (Полканов, Елисеев, 1941; Билибин, 1947; Куплетский, Чумаков, 1948; Заварицкий, 1955; Воробьева, 1960, 1963, 1969; Кудрин, Кудрина, 1960; Toulmin 1960; Murthy, Venkataraman, 1964; Ставров, 1966; Фельдман, 1969а; Коваленко, 1972; Кемре, 1973; Нечаева, 1973а; Тугаринов и Коваленко, 1973; Леонтьев, 1974, и др.).

Наряду с этим в последнее время появилось немало работ, авторы которых придерживаются представлений о решающей роли щелочных растворов в образовании щелочных гранитов, воздействующих на обычные известково-глиноземистые плагиомикроклиновые или аляскитовые первичномагматические граниты (Северов, 1960; Гендлер и др., 1963; Зырянов, 1965, 1969; Минеев, 1965, 1968, и др.) или на любой другой субстрат (Коваленко, Пополитов, 1970; Павленко, Быховер, 1971; Архангельская, 1974, и др.).

Иногда для одних и тех же объектов обосновываются взаимоисключающие представления об их генезисе. Так, например, согласно данным В. Н. Зырянова (1969) и Д. А. Минеева (1968), щелочные граниты Казахстана возникли метасоматическим путем. Для этих же гранитов С. В. Ефремова (1962), А. А. Калаченко (1972) приводят многочисленные свидетельства их первичномагматического происхождения.

Общеизвестны другие примеры дискуссионных и взаимоисключающих представлений о природе тех или иных объектов — в частности щелочных комплексов Ильменских и Вишневых гор на Урале, Октябрьского щелочного массива в Приазовье, гранитов рапакиви (Айнберг, 1933; Заварицкий, 1939, 1955; Соболев, 1947; Великославинский, 1953; Личак, 1958; Царовский, 1960; Ронесон, 1965, 1966; Судовиков, 1967; Свириденко, 1967, 1968, 1970, и др.).

Как отмечалось выше, и в отношении природы щелочных гранитов Кольского полуострова до настоящего времени также высказываются различные, в том числе взаимоисключающие суждения. Первоначально, вплоть до 1940 г., все исследователи, изучавшие на Кольском полуострове щелочные граниты в различных районах и в различное время (Б. А. Попов, А. А. Полканов, Б. М. Куплетский, О. А. Воробьева, В. И. Влодавец, П. В. Соколов, В. С. Сверчков, П. К. Григорьев и др.) рассматривали щелочные граниты как типичные магматические образования. В 1940 г. ряд исследователей (Л. Я. Харитонов, К. О. Кратц, А. В. Перевозчиков), придававших решающую роль при гранитообразовании процессам метасоматоза, пришли к выводу о единстве структурно-тектонической позиции щелочных гранитов Западных Кейв и вмещающих их гнейсов, наличии постепенных переходов между гнейсами и гранитами, о реликтовом характере структуры щелочных гранитов и об их метасоматическом генезисе путем гранитизации гнейсов. В это же время А. А. Полканов и Н. А. Елисеев (Полканов, 1938; Полканов, Елисеев, 1941), изучавшие щелочные граниты плутона Гремяха-Вырмес и массива Чагвеуайв, пришли к заключению об их магматическом генезисе. При этом А. А. Полканов и Н. А. Елисеев считали щелочные граниты конечным продуктом кристаллизационной дифференциации основной суббазальтовой магмы,

имевшей место на глубине, а затем и в камере плутона. В результате глубинной дифференциации, по их представлению, образовались три самостоятельные магмы: основная, щелочная и кислая. Щелочные граниты кристаллизовались из магмы, изначально по составу соответствовавшей составу щелочных гранитов, или нордмаркитов и сиенитов (в массиве Чагвеуайв).

В 1945—1958 гг. осуществлялось комплексное изучение щелочных гранитов Западных Кейв, бассейна р. Поной, района р. Стрельны, Канозера и других большим коллективом исследователей (И. Д. Батиева, А. В. Галахов, И. В. Гинзбург, А. М. Иванов, Д. Д. Мирская, А. И. Морозов, А. А. Чумаков, Б. А. Юдин), пришедших к заключению о первичномагматической природе щелочных гранитов Кольского полуострова (Щелочные граниты. . ., 1958) и об их интенсивном метасоматическом воздействии на вмещающие породы. Было высказано также предположение о гетерогенности щелочных гранитов массива Западных Кейв. Так, А. А. Чумаков (1958) выделял две фазы их образования. К первой он относил возникновение мелкозернистых щелочных гнейсо-гранитов путем метасоматического преобразования гнейсов лебяжинской свиты. Щелочные граниты второй фазы (крупнозернистые эгирин-арфведсонитовые граниты) относились к магматическим образованиям, возникшим в результате плавления микроклиновых гранитов сиалической коры. Существенными признаками палингенно-анатектического происхождения щелочных эгирин-арфведсонитовых гранитов, по А. А. Чумакову, являлись обогащенность их акцессорными минералами — ортитом, цирконом, магнетитом и другими и унаследованность главных петрохимических свойств микроклиновых гранитов (?) — повышенная железистость и щелочность. Слабость концепции А. А. Чумакова заключалась, с одной стороны, в недоказанности разновозрастного образования метасоматитов по гнейсам и магматических щелочных гранитов, с другой — в недоказанности представления о наличии на глубине гипотетичных микроклиновых гранитов, изохимичных со щелочными. Реальные же микроклиновые граниты, распространенные за пределами Западных Кейв, как показали наши дальнейшие исследования, ни по химизму, ни по своей минерализации, ни по геологическому положению ничего общего или близкого к щелочным гранитам не имеют.

Дальнейшие геологосъемочные работы и тематическое изучение щелочных гранитов Западных Кейв и бассейна р. Поной, выполнявшиеся Л. И. Ивановой, В. А. Костиным, Г. П. Колесниковым, Е. В. Тавастшерн, В. С. Богдановой, М. А. Сотниковой, В. Г. Гаскельбергом и др., дали дополнительные материалы, приведшие к подтверждению магматического, интрузивного происхождения щелочных гранитов этого региона. Одновременно с этим для щелочных гранитов Понойского массива вновь было высказано представление об их метасоматическом происхождении за счет первичноосадочного субстрата (Сидоренко, Ожогин, 1968; Ожогин, 1968а, 1968б, 1971). В качестве главных аргументов приводилась наблюдавшаяся на аэрофотоснимках сопряженность тектонических структур щелочных гранитов и гнейсов лебяжинской свиты, близость статистических параметров химических анализов щелочных гранитов и гнейсов, присутствие в гнейсах и гранитах округлых зерен циркона, рассматривавшихся в качестве реликтов осадков. Вывод о метасоматическом генезисе щелочных гранитов района Кейв делает и Е. Е. Федоров (1973) на основании наблюдения сопряженности тектонических структур щелочных гранитов и вмещающих их гнейсов в отдельных участках и присутствия реликтов гнейсов среди щелочных гранитов.

В своих поздних работах Л. Я. Харитонов (1966) уточнил взгляд на генезис щелочных гранитов. Полагая, что они возникли в результате послескладчатой гранитизации гнейсов лебяжинской свиты и что гнейсовая текстура в гранитах унаследована и сопряжена с элементами складчатой

структуры гнейсов и сланцев кейвской серии, он предположил, что источником гранитизирующих растворов являлись залегающие глубже щелочные граниты первичномагматического происхождения.

Следовательно, к настоящему времени существуют различные взгляды на природу щелочных гранитов Кольского полуострова. Обращает на себя внимание тот факт, что большинство исследователей, изучавших все многообразие щелочных гранитов в различных районах Кольского полуострова и в различной геологической обстановке, обосновывают их первичномагматическое происхождение. Лишь в отношении щелочных гранитов обширных площадных массивов Западных Кейв и бассейна р. Поной рядом исследователей приводятся аргументы и высказываются суждения об их метасоматическом происхождении. Возникает вопрос, все ли щелочные граниты Кольского полуострова имеют общую природу, или среди них имеются граниты как магматического, так и метасоматического генезиса? Каковы критерии различия одних и других?

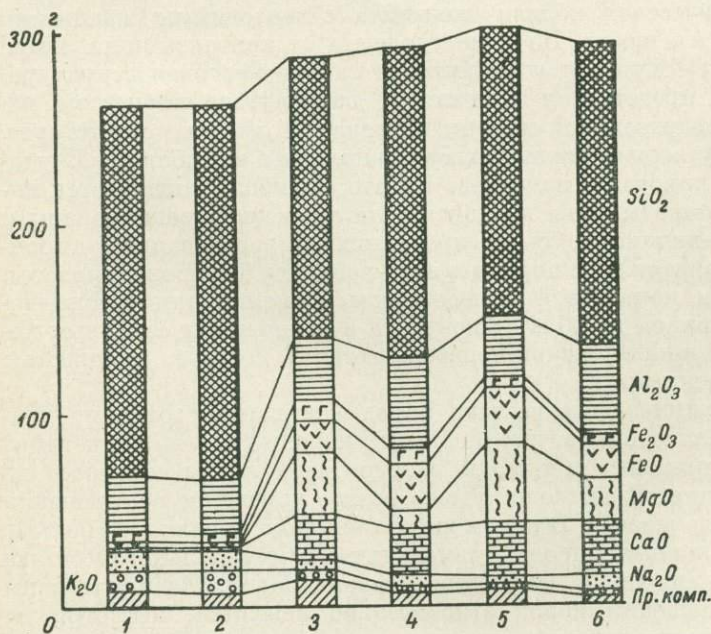
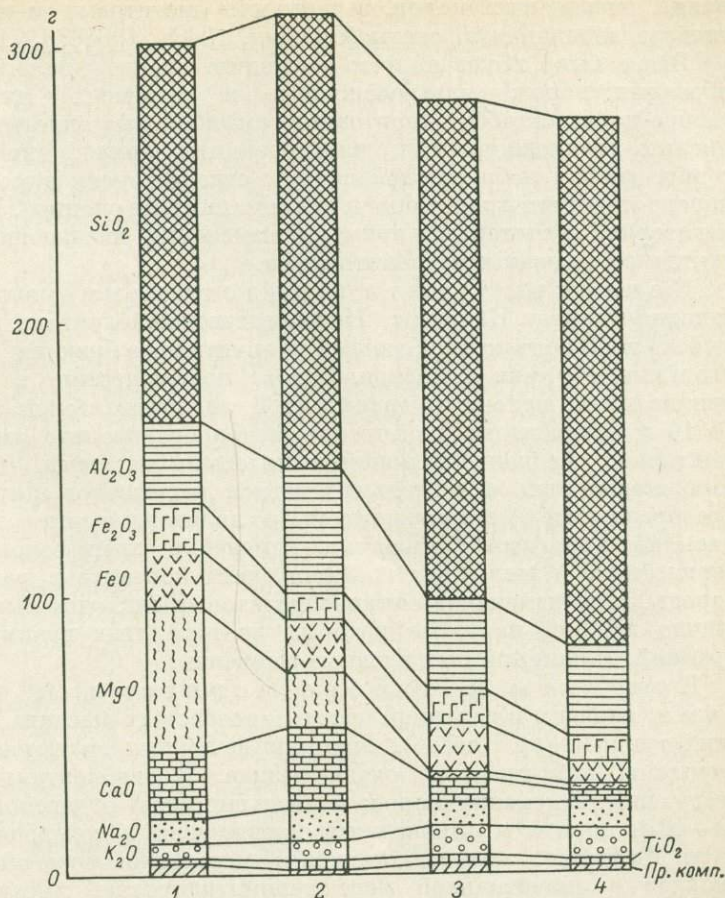
Наряду с этим исследователи, признающие магматический генезис щелочных гранитов, имеют различные мнения о способе образования щелочногранитной магмы. Одни (Куплетский, 1936; Чирвинский, 1937; Влодавец, 1935) высказывали суждение о комагматичности щелочных гранитов Западных Кейв со щелочными массивами Ловозерских и Хибинских тундр. А. А. Полканов и Н. А. Елисеев (1941) пришли к выводу о возникновении магм щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов массива Гремяха-Вырмес в процессе дифференциации основной магмы. А. А. Чумаков (1958) предполагал палингенное происхождение щелочногранитной магмы интрузии Западных Кейв за счет плавления микроклиновых гранитов. И. Д. Батиева и И. В. Бельков (1968а, 1972а) в результате изучения всех известных массивов щелочных гранитоидов Кольского полуострова пришли к выводу о возникновении магмы щелочных гранитоидов в процессе селективной выплавки базальтоидной магмы из мантийного материала и последующего ее разделения. Аналогичным образом, но, вероятно, на больших глубинах отделялись собственно щелочные — сиенитовые и нефелин-сиенитовые — магмы. Исследователи, рассматривающие щелочные граниты в качестве пород метасоматического генезиса, оперируют ограниченным набором аргументов в обоснование своих представлений и не учитывают факты, противоречащие высказанным ими представлениям. В этой связи вопрос о природе щелочных гранитоидов Кольского полуострова еще раз должен быть дополнительно обсужден. Изучению также подлежат вопросы происхождения магмы щелочных гранитов, ее эволюции и генезиса пород формации щелочных гранитов и сиенитов.

Природа щелочных гранитоидов

Приведенный фактический материал о геологическом строении массивов щелочных гранитов, геологических взаимоотношениях с разнообразными вмещающими породами, структурных, петрографических, минералогических и геохимических особенностях пород формации щелочных гранитов однозначно указывает на их первичномагматическую природу. Тем не менее объективность анализа главных доводов, приводимых в пользу метасоматического генезиса щелочных гранитов, требует рассмотрения характера экзоконтактных, в том числе метасоматических, изменений вмещающих пород под воздействием щелочных гранитов. Большинство исследователей, изучавших эти процессы, отчетливо различают собственно щелочные граниты и контактовоизмененные породы (Суслова, 1957; Иванов, 1958а; Морозов, 1958а; Гинзбург, 1958а; Гаскельберг и др., 1969; Батиева, 1958а, 1963б, и др.). С другой стороны, сами щелочные граниты рассматривались в качестве продукта метасоматического изме-

Р и с. 43. Изменение химического состава метаперидотитов и щелочных гранитов (зона контакта, Канозерский массив).

1 — метаперидотит; 2 — амфиболит контакта; 3 — щелочной гранит контакта; 4 — щелочной гранит в удалении от контакта.



Р и с. 44. Изменение химического состава пироксенитов и габбро-норитов (зона контакта, массив Белых тундр).

1 — щелочной гранит, удаленный от контакта; 2 — щелочной гранит зоны контакта; 3 — сланцеватый амфиболитизированный пироксенит непосредственного контакта; 4 — амфиболитизированный мелкозернистый габбро-норит в 8 м от контакта; 5 — амфиболитизированный мелкозернистый пироксенит в 20 м от контакта; 6 — амфиболитизированный, среднезернистый габбро-норит в 30 м от контакта.

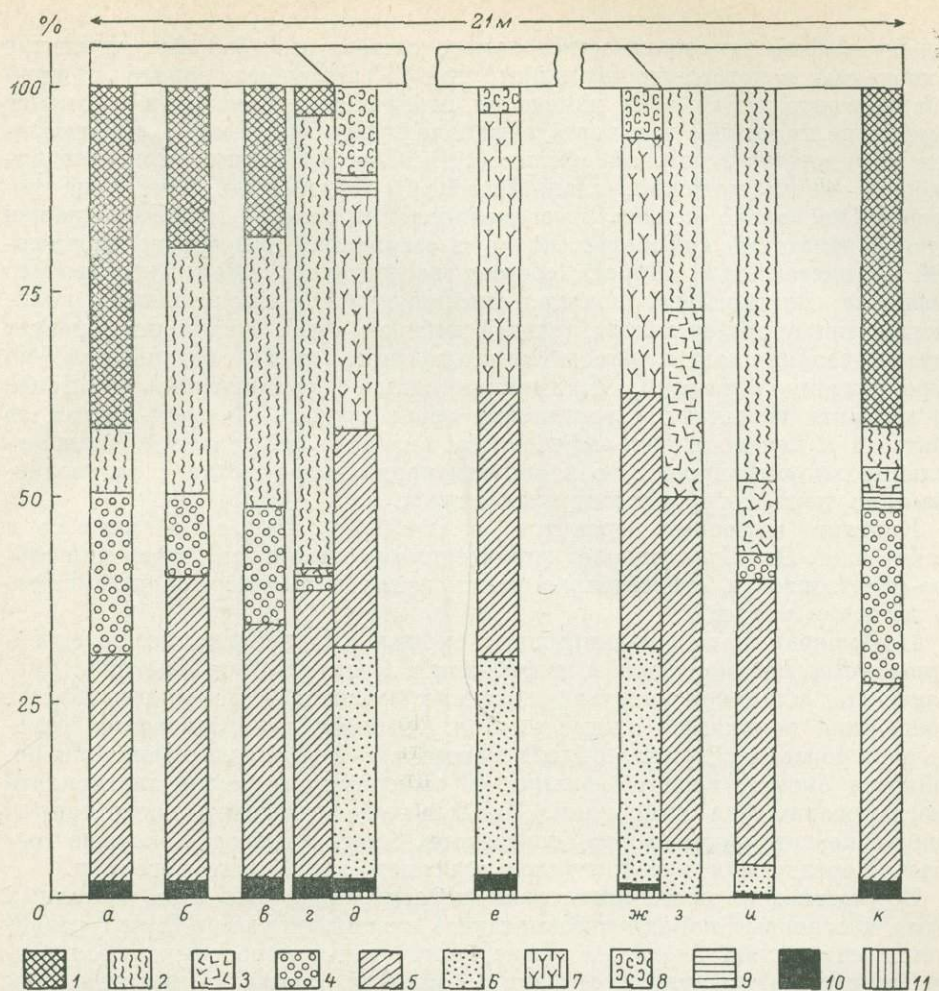
нения вмещающих пород, в частности биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов лебяжинской свиты (Ожогин, 1968а, 1968б; 1971; Федоров, 1973).

Выше было показано, что щелочные граниты залегают среди разнообразных пород: ультраосновных и основных (габбро-перидотиты, габбро-нориты, габбро-анортозиты, амфиболовые эклогиты и гранулиты), кислых (гранодиориты и плагιοграниты архея, гнейсы беломорской серии, гнейсы лебяжинской свиты), отчасти среди высокоглиноземистых пород (ставролит-гранатовые и силлиманитовые сланцы). Ниже приводятся некоторые характерные примеры изменения вмещающих пород в контактах со щелочными гранитоидами.

Контакты с метаперидотитами можно наблюдать на западном берегу Канозера. Непосредственный контакт резкий, припаечный. В зоне контакта наблюдаются эруптивные брекчии, в которых остроугольные обломки метаперидотитов, превращенные в амфиболит, сцементированы щелочным гранитом. В эндоконтактной зоне, мощностью до 10 м, происходит обогащение щелочного гранита амфиболом и соответственно обеднение кварцем и полевыми шпатами. В экзоконтактной зоне, мощностью от нескольких метров до десятков метров, наблюдается преобразование метаперидотитов в полевошпатовые амфиболиты. На рис. 43 приведена диаграмма изменения химического состава метаперидотитов и щелочных гранитов зоны контакта в расчете на 100 см³ породы. При изменении метаперидотитов происходит вынос магния и частично железа, на место которых из щелочных гранитов привносятся кремний, алюминий и щелочные элементы.

Контакты с габбро-норитами и пироксенитами изучены в западной части Канозерского массива и на севере Панских тундр (гора Киевей). Границы щелочных гранитов с вмещающими породами, как правило, очень резкие. В экзоконтактах наблюдаются следующие изменения пород: в зоне шириной от нескольких метров до 30—40 м нориты и пироксениты превращены в полевошпатовые амфиболиты. Амфибол в них представлен обыкновенной роговой обманкой. Плагноклаз в значительной мере серицитизирован, имеет неравномерное угасание. Структура амфиболита гранобластовая, нематобластовая. В незначительных количествах вблизи контакта с щелочными гранитами может присутствовать кварц. По мере удаления от контакта появляются участки, в которых сохраняется реликтовая габбро-офитовая структура. Плагноклаз здесь представлен андезином, затронутым процессом изменения лишь в незначительной степени. Пироксен полностью отсутствует. Промежутки между зернами плагноклаза заполнены амфиболом. В удалении от контакта порода не изменена. Вместо амфибола развивается пироксен. Основные породы зоны контакта отчетливо дифференцированы и первоначально, по-видимому, были представлены чередованием пироксенитов и габбро-норитов. Все породы в зоне контакта амфиболитизированы. В непосредственном контакте и в небольшом удалении они рассланцованы. В полосе шириной до 20 м от контакта в измененных основных породах отмечаются жилки кварц-полевошпатового состава, мощностью до нескольких сантиметров.

Сопоставление химического состава пород контактной зоны, по данным химических анализов в расчете на 100 см³ породы (рис. 44), отчетливо свидетельствует о привносе в породы экзоконтакта калия и выносе из них магния и кальция. Происходит также резкое изменение соотношения окисного и закисного железа. В целом же это влияние проявилось больше в метаморфизме основных пород — изменении их минерального состава и перекристаллизации, чем в изменении химизма пород. Мощность зоны экзоконтактных изменений пород относительно невелика, несмотря на значительную мощность интрузии щелочных гранитов и пологое залегание контактной поверхности.



Р и с. 45. Изменение минерального состава пород зоны контакта амфиболовых эклогитов с щелочными гранитами (гора Хангаз-варака, район оз. Кольвицкого).

1 — пироксен; 2 — амфибол; 3 — субщелочной амфибол; 4 — гранат; 5 — плагиоклаз; 6 — кварц; 7 — микроклин; 8 — феррогастингсит; 9 — биотит; 10 — рудные минералы; 11 — акцессорные минералы. а—г — амфиболовые эклогиты нижнего контакта; д—ж — щелочные граниты; з—к — амфиболовые эклогиты верхнего контакта.

Изучение контакта амфиболовых эклогитов со щелочными гнейсо-гранитами дает возможность наблюдать картину превращения амфиболовых эклогитов в полевошпатовые амфиболиты. В зависимости от размеров жил щелочных гнейсо-гранитов, залегающих в амфиболовых эклогитах, а также от положения их в пространстве, мощность зон изменения амфиболовых эклогитов колеблется в значительных пределах — от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Преобразование амфиболовых эклогитов в полевошпатовые амфиболиты выражается в замещении диопсида и граната роговой обманкой, в увеличении содержания в породе плагиоклаза, появление в большем или меньшем количестве кварца, иногда сфена, апатита, ортита. При этом в полевошпатовых амфиболитах наблюдается присутствие двух различных амфиболов — реликтовой роговой обманки с буро-зеленым или коричневым плеохроизмом и вновь образованной субщелочной роговой обманки с плеохроизмом в синевато-зеленых тонах. На рис. 45 при-

ведены данные изменения минерального состава амфиболовых эклогитов в контактах пологопадающей дайки (угол 45°) щелочных гранитов. В нижнем контакте дайки зона изменения небольшая, происходит частичное замещение пироксена и граната амфиболом. При этом амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. В непосредственном контакте амфиболит мелкозернистый, сланцеватый. В верхнем контакте зона изменения несколько больше. Здесь амфиболовый эклогит также превращен в полевошпатовый амфиболит, но крупнозернистый, с почти не выраженной сланцеватостью. Порода состоит из крупных зерен буро-желтого амфибола, плагиоклаза, кварца, актинолита. В незначительных количествах присутствует апатит, рудный минерал, сфен. Актинолит образует спутано-волокнистые агрегаты светло-зеленого цвета, развивается по буро-желтому амфиболу. Плагиоклаз сильно серицитизирован. Далее от контакта встречаются реликтовые зерна граната. В трех метрах от контакта в неизменном амфиболовом эклогите наблюдаются лишь отдельные хлоритизированные и биотитизированные участки с раскисленными по периферии зернами плагиоклаза.

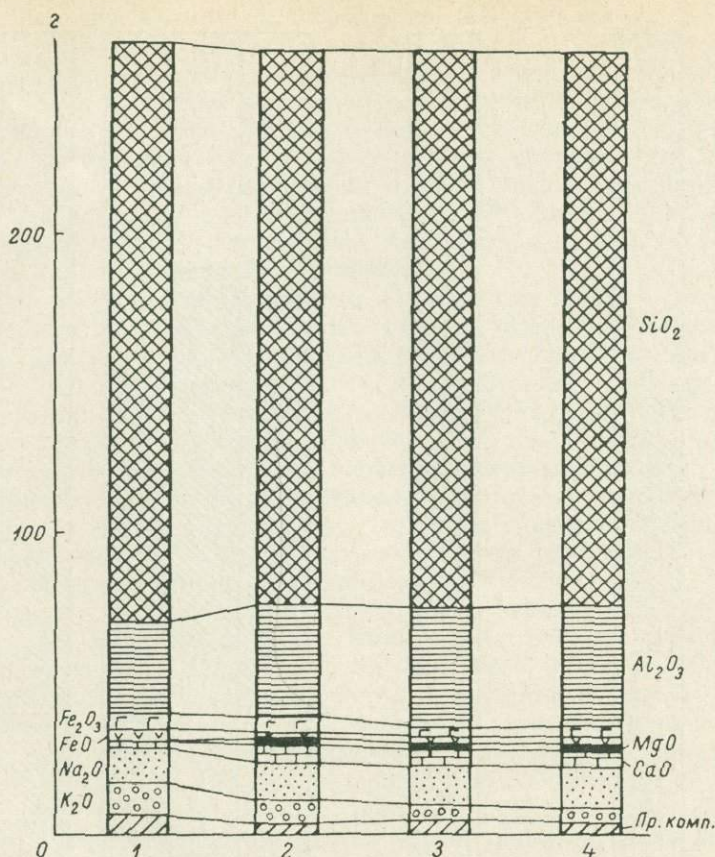
Контакт щелочных гранитов с габбро-анортозитами весьма част. Он обуславливает характерные и однотипные изменения габбро-анортозитов в относительно узких зонах экзоконтактов мощностью до десятков метров.

Неизмененные габбро-анортозиты сложены полисинтетически сдвойникованным плагиоклазом и амфиболом с реликтовой габбровой структурой. Под влиянием интрузии щелочных гранитов в габбро-анортозитах в изобилии появляется эпидот и сфен. По амфиболу развивается синезеленая роговая обманка. Вблизи контакта с щелочными гранитами появляется биотит, гранат, кальцит. В интерстициях зерен плагиоклаза иногда развивается микроклин. Наибольшему изменению подвергаются небольшие ксенолиты габбро-анортозитов, заключенные в щелочные граниты. Нередко они преобразуются в гранат-эпидотовые роговики.

В участках с метасоматической переработкой ксенолиты основных пород и основные породы экзоконтактов сиенитизируются, в них развивается микроклин, биотит, а также иногда интенсивно осаждаются редкие и рудные элементы, образуя скопления таких минералов, как ортит, циркон, чевкинит, фергусонит и др. (Белопищевский и др., 1967; Плетнева, 1967).

Случаи преобразования габбро-анортозитов в породы сколько-нибудь сходные с гранитами не наблюдались ни нами, ни другими исследователями.

Щелочные граниты в контакте с гранодиоритами и плагиогранитами нижнего структурного этапа испытывают перекристаллизацию и изменение химического и минерального состава в зонах мощностью от нескольких метров до первых десятков метров. При относительно пологом залегании поверхности контактов видимая ширина зон приконтактного изменения в кровле составляет сотни метров, в подошве — первые метры. Границы между породами отчетливые, большей частью резкие. В щелочных гранитах присутствуют ксенолиты и отторженцы гранодиоритов и олигоклазовых гранитов, обычно сильно измененных. В породах экзоконтактов и в ксенолитах наблюдается возрастание содержания микроклина, образуется альбит на месте плагиоклаза, исчезает биотит, место которого занимает щелочной амфибол, увеличивается содержание аксессуарных минералов — ортита, эпидота, магнетита, ильменита, рутила, циркона и флюорита. Характерным примером изменений минерального и химического состава гранодиоритов в зоне контакта со щелочными гранитами может служить район оз. Ефимово, где наблюдается непосредственный контакт щелочных гранитов массива Западных Кейв и архейских гранодиоритов (рис. 46). Из при-



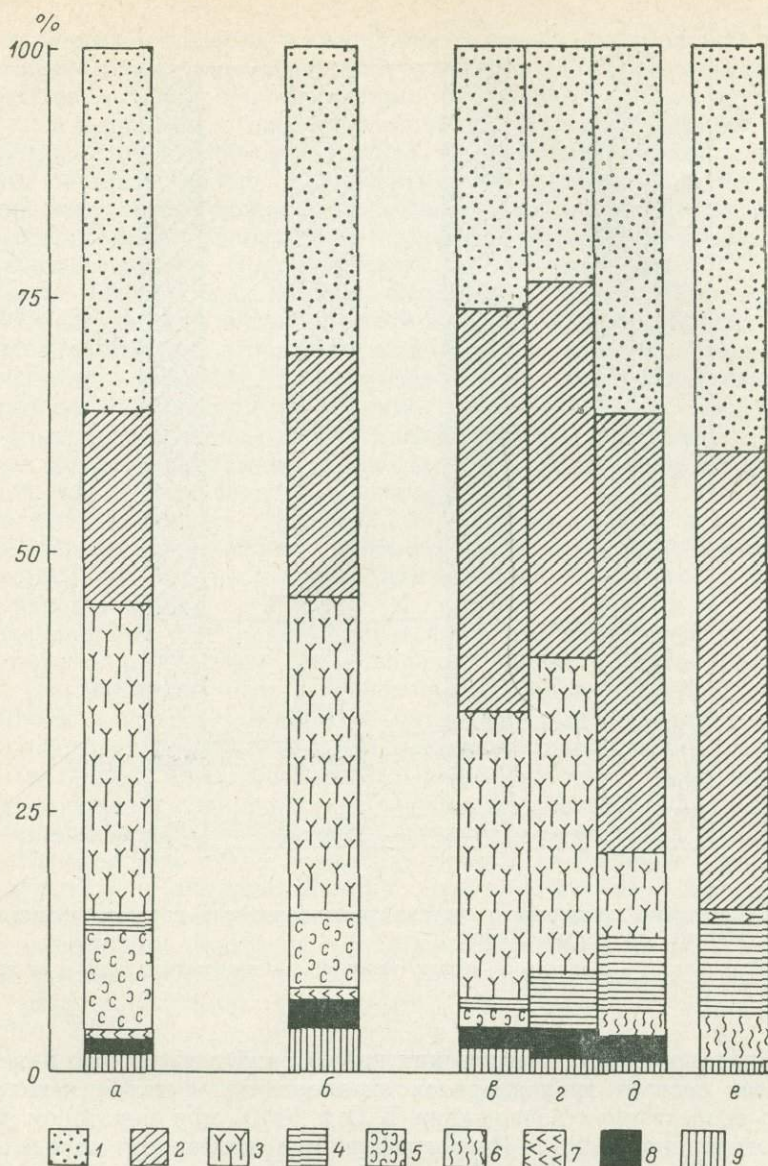
Р и с. 46. Изменение химического состава гранодиоритов в контакте с щелочными гранитами (Массив Западный Кейв).

1 — щелочной гранит; 2 — гранодиорит вблизи контакта; 3 — гранодиорит в 200 м от контакта; 4 — гранодиорит в 500 м от контакта.

веденных данных и петрографических наблюдений следует, что изменение химического состава гранодиоритов экзоконтакта в целом невелико и связано с возрастанием содержания K_2O и Fe_2O_3 при некотором уменьшении содержания Al_2O_3 . Петрографические изменения определяются появлением не имеющих закономерной ориентировки порфиробласт и пойкилопорфиробласт свежего решетчатого микроклина, замещающего плагиоклаз, появлении альбита и амфибола на месте биотита. Судя по оптическим свойствам ($N_g=1.734$, $N_m=1.726$, $N_p=1.711$; $c : N_g=20$), амфибол относится к ряду гастингсита—феррогастингсита.

В ксенолитах гранодиориты испытывают аналогичные, но более глубокие изменения, в результате которых их состав сближается с составом щелочных гранитов. При этом происходит значительный привнос K_2O , SiO_2 и вынос CaO , MgO и Al_2O_3 при инертном поведении Na_2O . Подобные, существенно измененные гранодиориты ксенолитов и зон экзоконтактов некоторые исследователи (Чумаков, 1958) относили к щелочным гранитам ранней интрузивной фазы, другие — не отличают их от гранитизированных гнейсов лебяжинской свиты, что трудно сделать, основываясь лишь на химическом составе, без должного анализа геологических условий их нахождения.

Контакты щелочных гранитов с гнейсами беломорской серии изучены на примере Канозерского массива, в юго-западной



Р и с. 47. Изменение минерального состава гнейсов беломорской серии в контакте с щелочными гранитами (Канозерский массив).

1 — кварц; 2 — плагиоклаз; 3 — микроклин; 4 — биотит; 5 — феррогастингсит; 6 — гастингсит; 7 — эгирин-авгит; 8 — магнетит; 9 — акцессорные минералы. Щелочной гранит: а — в удалении от контакта, б — вблизи контакта, в — в непосредственном контакте; биотитовый гнейс: г — в непосредственном контакте, д — в 1 м от контакта, е — в 3 м от контакта.

части которого они достаточно хорошо обнажены, что позволило установить характер и последовательность приконтактных изменений пород, отраженных на диаграмме минерального состава пород эндо- и экзоконтакта (рис. 47).

В эндоконтактных зонах, мощностью 8—10 м, щелочные граниты представлены аплитовыми разновидностями, в которых резко снижается содержание щелочного амфибола и наблюдается обогащение магнетитом по сравнению с неизменными гранитами. В экзоконтакте имеет место зональность: первая метровая зона измененных биотитовых гнейсов

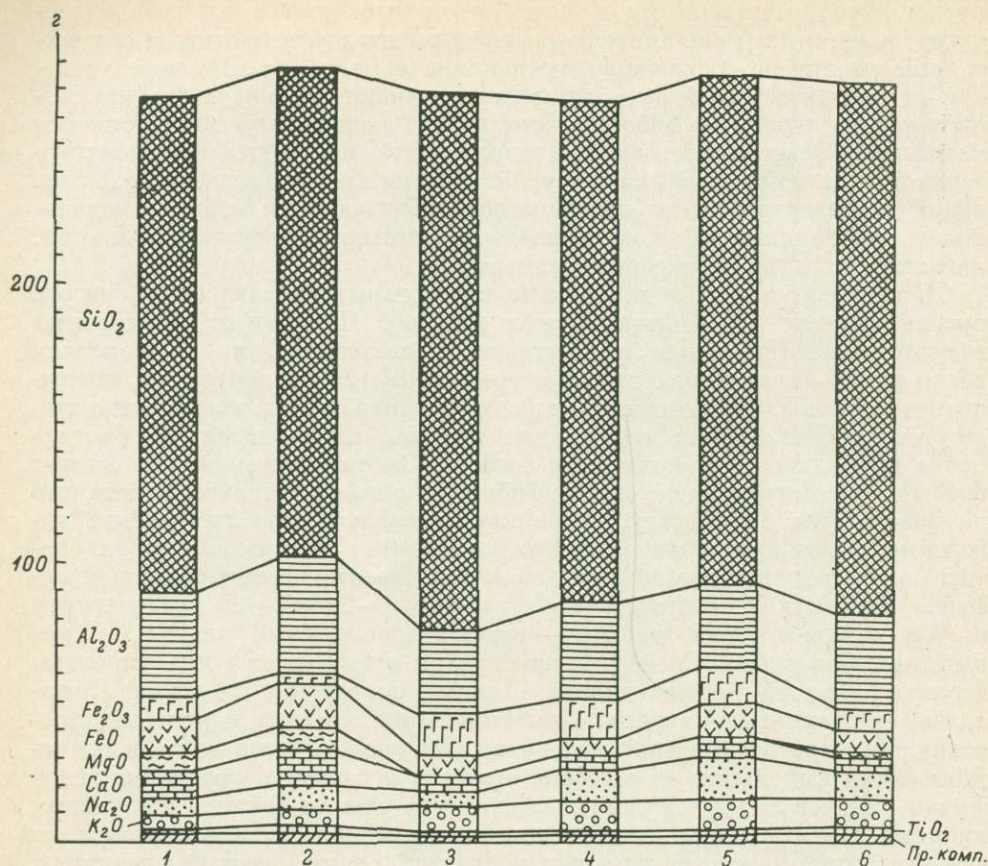
представлена осветленными и перекристаллизованными их разновидностями, в которых резко снижено содержание кварца и биотита и соответственно увеличено содержание микроклина и магнетита. По мере удаления от контакта в гнейсах возрастает содержание кварца и биотита, появляется щелочной амфибол, резко падает содержание микроклина и магнетита. Осветленные гнейсы экзоконтакта обладают неравномерно-зернистой гранобластовой структурой. Порода преимущественно сложена кварцем, плагиоклазом и микроклином, образующими зерна с извилистыми очертаниями. В подчиненных количествах присутствуют биотит, магнетит и другие акцессорные минералы.

Далее на протяжении десятков (а в некоторых случаях сотен) метров прослеживается зона инъекционных гнейсов. Переход от осветленных гнейсов к инъекционным осуществляется постепенно, но на коротком расстоянии — в пределах второго, третьего метра от контакта с щелочными гранитами. В биотитовых гнейсах переходной зоны почти полностью отсутствует микроклин; содержание кварца, плагиоклаза и биотита почти нормально для биотитовых гнейсов. Значительную роль в составе гнейсов здесь играет щелочной амфибол. В шлифах устанавливается, что он развивается по биотиту, образуя крупные порфиробластические выделения, включающие неполностью замещенные реликтовые зерна биотита, а также зерна кварца и плагиоклаза. По оптическим свойствам амфибол близок к гастингситу ($c : Ng = 8-15^\circ$; $-2V = 0-20^\circ$; плеохроизм по Ng — сине-зеленый, по Nm — темный буро-зеленый, по Np — бледный желто-зеленый). Гнейсы внешней зоны экзоконтакта инъецированы вдоль плоскостей гнейсовидности аплитом, состоящим из альбит-олигоклаза, микроклина и кварца. Для выяснения химизма изменений, происходящих при взаимодействии биотитовых гнейсов с щелочными гранитами, были выполнены химические анализы и сделан пересчет на содержание окислов в 100 см^3 породы (рис. 48). Эти изменения следующие: кремний и калий из гранитов эндоконтакта привносятся в гнейсы зоны экзоконтакта. Железо из гнейса в контактную зону почти не выносится, но здесь меняется соотношение окисного и закисного железа в сторону увеличения окисного железа. Магний, частично алюминий, кальций и натрий выносятся из контактного гнейса. Происходит некоторое обогащение гранитов зоны контакта натрием и уменьшение содержания в них кремнезема.

Все отмеченные изменения локализованы в контактной зоне шириной лишь в несколько метров. Что касается широкой полосы «инъекционных» гнейсов, то по данным валового количественного минерального и химического состава эти гнейсы практически не отличаются от неизменных гнейсов. Следовательно, наблюдающиеся внешние изменения связаны с их контактово-метаморфической перекристаллизацией — метаморфической дифференциацией лейкократового и меланократового материала.

Контактовое воздействие щелочных гранитов на гнейсы ледяжницкой свиты представляет особый интерес, поскольку некоторыми исследователями щелочные граниты района Кейв и бассейна р. Поной рассматриваются в качестве продуктов глубокого метасоматического преобразования гнейсов.

Выше было показано, что, являясь кровлей крупных пологозалегающих межформационных плутонов щелочных гранитов, гнейсы испытывают глубокие изменения своего состава и структуры и внешне, а иногда и по химизму становятся похожи на щелочные граниты. В распространенных случаях пологого залегания верхних контактовых поверхностей гранитных интрузий с вмещающими гнейсами мощность зон их заметного метасоматического изменения иногда достигает нескольких сотен метров. Далее на протяжении также сотен метров могут следовать «инъекционные» гранат-биотитовые и амфибол-гранат-биотитовые гнейсы, по-



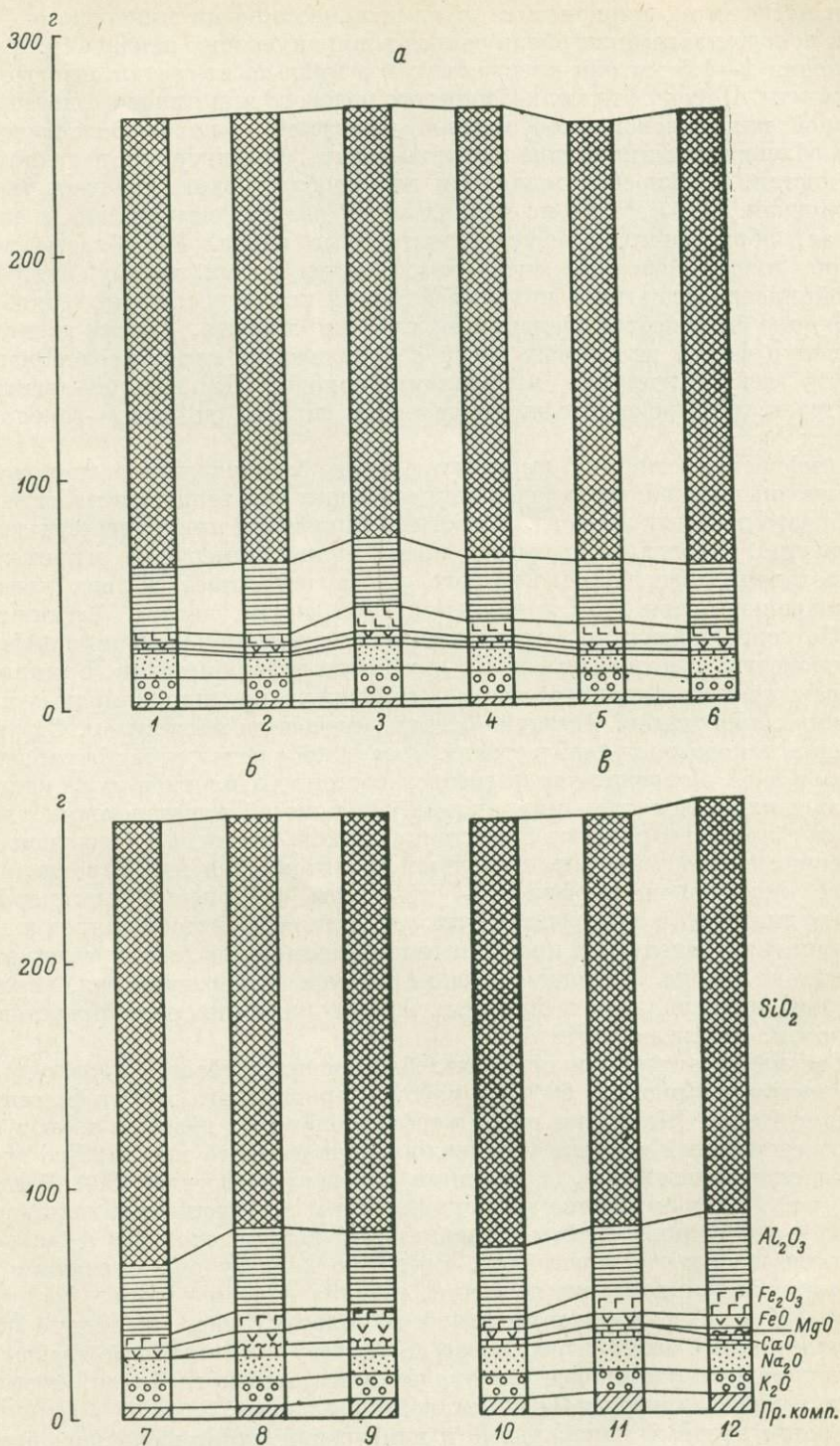
Р и с. 48. Изменение химического состава биотитовых гнейсов в контакте с щелочными гранитами (Канозерский массив).

Биотитовый гнейс: 1 — неизменный, 2 — переходный к инъекционному, 3 — осветленный экзоконтакт; 4 — аплитовый гранит эндоконтакта; щелочной гранит: 5 — вблизи контакта, 6 — Канозерского массива (средний состав).

степенно переходящие в «неизменные» монотонные тонкозернистые гранат-биотитовые гнейсы. Следует отметить, что при крутом положении контактовых поверхностей гранитов с гнейсами и в случае пересечения гнейсов дайками щелочных гранитов мощность приконтактных изменений гнейсов снижается до первых десятков метров и даже нескольких метров. Необходимо отметить, что во всех без исключения случаях при наблюдениях непосредственных контактов щелочных гранитов и метасоматитов по гнейсам границы раздела пород устанавливаются без труда и являются совершенно отчетливыми, часто резкими. Но по геоморфологическим условиям непосредственные контакты фиксируются относительно редко. Иногда граниты и метасоматиты по гнейсам разделены протяженными телами амфиболитов.

Рассмотрим характер изменений гранитов и вмещающих их гнейсов лебяжинской свиты на некоторых характерных примерах.

Контакт лебяжинских гнейсов и щелочных гранитов был детально изучен на примере Лаврентьевского массива (рис. 49 на вклейке и 50, а) в районе к югу от горы Лаврентьевской, где зона непосредственного контакта вскрыта горными выработками. Контакт имеет пологое залегание, с падением на юг под углом 5—15°. В непосредственном совершенно резком контакте щелочные граниты лейкократовые, среднезернистые, обогащен-



Р и с. 50. Изменение химического состава биотитовых гнейсов кейвской серии в контакте с щелочными гранитами горы Лаврентьевской (а), Серповидного хребта (б), реки Ровы (в).

1, 2, 7, 10, 11 — щелочные граниты; 3, 4, 8, 12 — метасоматиты по гнейсам; 5, 9 — инъекционные гнейсы; 6 — неизменный биотитовый гнейс.

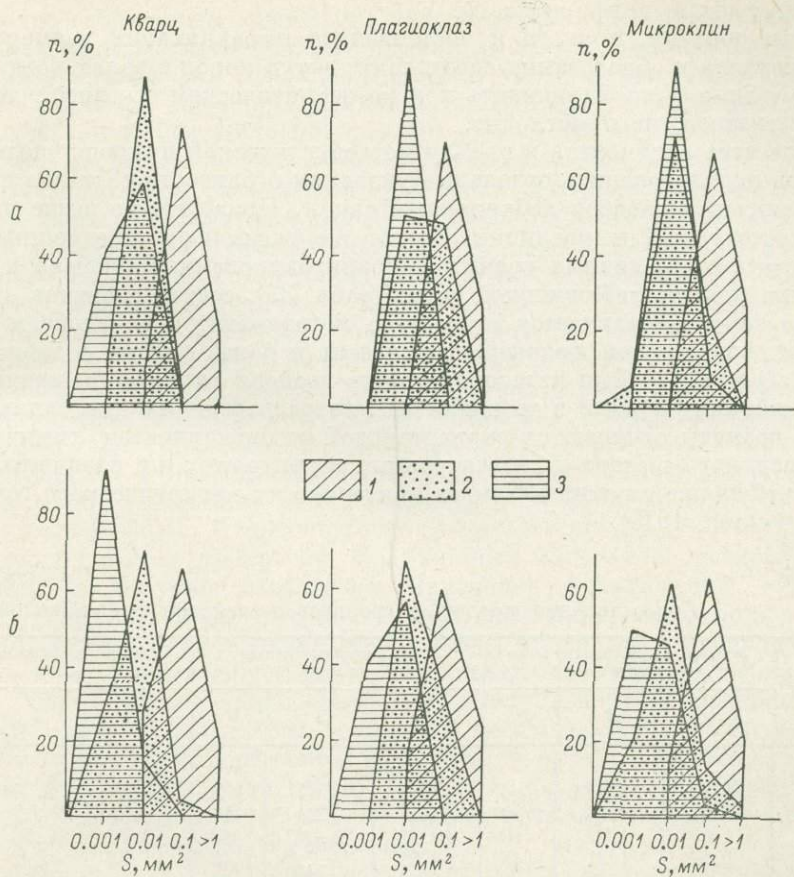
ные магнетитом, цирконом и другими акцессорными минералами. Гнейсы при пологом залегании обнаруживают широкую зону изменений. На протяжении 1—1.5 км они превращены в эгирин-авгит-гастингситовые метасоматиты. Породы эти мелкозернистые розового или лилового цвета с массивной или неясной гнейсовидной текстурой и порфиробластическими обособлениями микроклина и эгирин-авгита. Структура их неравномерно-зернистая, порфиробластовая или гломеробластовая. Основная ткань — мозаичная. Она состоит из мелких зерен кварца, микроклина и плагиоклаза, образующих обычно изометричные зерна. Идиобласты микроклина имеют неровные очертания, содержат множество включений. Двойниковая решетка в них выражена не всегда достаточно четко. В микроклине отмечаются пертитовые вроски альбита. Эгирин-авгит выделяется в форме вытянутых зерен с извилистыми краями, располагается между лейкократовыми минералами породы. Для эгирин-авгита характерен плеохроизм от желто-зеленого по Np до темно-зеленого по Ng; $c : Np = 23^\circ$.

Амфибол (гастингсит) выделяется в виде беспорядочно расположенных удлиненных идиобласт и зерен неправильных очертаний; он плеохроирует от бурого до почти черного. К цветным минералам приурочены выделения магнетита. Иногда наблюдается почти полное замещение эгирин-авгита магнетитом, содержание которого резко возрастает вблизи контакта. Одновременно при этом появляются сфен, ортит, апатит, флюорит.

По мере удаления от контакта в гнейсах исчезают щелочные амфиболы и пироксены. Цветной минерал в них представлен биотитом. Влияние щелочного гранита проявляется в образовании кварц-микроклиновых инъекционных прожилков. Частично биотит замещается магнетитом. Структура породы становится гранобластовой, мозаичной с редкими порфиробластами микроклина. Основная ткань гнейсов состоит из плагиоклаза, кварца и в меньших количествах микроклина. За полосой инъекционных гнейсов шириной 1—2 км следуют биотитовые гнейсы, почти не подвергшиеся изменению под воздействием щелочных гранитов. Для них характерно наличие реликтовой порфириковой структуры (кварцевый метапорфир?), проявляющейся в виде уцелевших от катаклаза вкрапленников плагиоклаза и раздробленных и превращенных в мелкозернистые агрегаты вкрапленников кварца. Основная ткань породы тонкозернистая, сложена кварцем, плагиоклазом и биотитом. Акцессорные минералы представлены эпидотом, апатитом, ортитом.

Весьма характерны изменения лебяжинских гнейсов в кровле гранитной интрузии (рис. 49, 50, б) в районе Серповидного хребта (массив Западных Кейв). Щелочные эгирин-арфведсонитовые граниты имеют здесь непосредственный контакт у подножия Серповидного хребта. Его южный склон сложен гнейсами, падающими к северу под углом 30° . В полосе шириной 1200 м и мощностью порядка 800 м над гранитами залегают довольно однородные гнейсы-метасоматиты, весьма сходные с мелкозернистыми щелочными гранитами. Вверх по разрезу они сменяются биотитовыми инъекционными гнейсами, ширина полосы которых составляет около 800 м. В инъекционных гнейсах залегают многочисленные пегматитовые жилы с амазонитом. Выше по разрезу инъекционные гнейсы сменяются равномернозернистыми гранат-биотитовыми гнейсами, переходящими в кристаллические сланцы кейвской серии.

Количественный минеральный и химический состав щелочного эгирин-арфведсонитового гранита, метасоматита по гнейсу и инъекционного гнейса свидетельствуют о значительном различии этих пород и отличии гнейсов-метасоматитов и инъекционных гнейсов от внешне сходных пород из района Лаврентьевского массива. Аналогичны изменения гнейсов в контакте с арфведсонитовым щелочным гранитом в районе среднего течения р. Рова (рис. 50, в).



Р и с. 51. Соотношение размера зерен кварца, плагиоклаза и микроклина в породах зоны контакта массива Западных Кейв (а) и Лаврентьевского массива (б).

1 — щелочные граниты; 2 — метасоматиты по гнейсам; 3 — гнейсы. S — площадь зерна; n — частота встречаемости.

Приведенные примеры, число которых можно увеличить, свидетельствуют о наличии существенных различий между щелочными гранитами и гнейсами-метасоматитами экзоконтакта. Эти различия многообразны. Они касаются не только химического состава пород и минералов, количественного минерального состава и содержания акцессорных минералов, но и структур и гранулометрических особенностей пород.

Так, на рис. 51 представлены данные оптико-гранулометрических подсчетов зерен кварца, плагиоклаза и микроклина в гнейсах, гнейсах-метасоматитах и щелочных гранитах из контактных зон. По размерам зерен очень резко отличаются гнейсы и щелочные граниты. Размеры зерен кварца, микроклина и плагиоклаза в щелочных гранитах соизмеримы между собой. Также, но в меньшей степени они соизмеримы в гнейсах. Средний размер зерен кварца в гнейсах в 100 раз меньше, чем в щелочных гранитах. Размеры зерен в метасоматитах по гнейсам имеют различные значения. В них отмечается частичная перекристаллизация и укрупнение зерен, но совпадения с размером зерен гранитов не происходит. Микроклин и кислый плагиоклаз представлены новообразованиями, имеющими более крупные размеры, чем минералы, слагающие неизменные гнейсы. Под воздействием интрузии щелочных гранитов происходит перекристаллизация минералов первичного гнейса и кристаллизация новообразованных минералов, таких как микроклин, кислый плагиоклаз, эгирин-ав-

гит, феррогастингсит, обычно образующих относительно крупные неориентированные порфиробласты.

Таким образом, полного и постепенного выравнивания размеров зерен минералов и образования сходных структур пород в зонах контактов, как это можно было бы ожидать при метасоматическом генезисе гранитов за счет гнейсов, не происходит.

В качестве аргументов в пользу метасоматической природы щелочных гранитов использовались отдельные указания о близости составов щелочных гранитов и гнейсов лебяжинской свиты. Приведенные выше данные свидетельствуют о их различии. На это же указывают усредненные значения составов щелочных гранитов, гранитизированных гнейсов и неизмененных гнейсов лебяжинской серии (табл. 33): состав гранитов в большинстве случаев отличается от состава метасоматитов по гнейсам более высоким содержанием щелочей, кремнезема и более низким содержанием MgO, CaO и Al₂O₃. Для метасоматитов по гнейсам характерны значительные колебания состава, в то время как петрографически однотипные щелочные граниты отличаются поразительной выдержанностью химического и минерального состава на значительных территориях и в различных массивах, что также служит одним из критериев их магматического генезиса (Коржинский, 1970).

Таблица 33

Сопоставление щелочных гранитов с гнейсами лебяжинской серии

Компоненты	Эгирин-арфведсонитовые граниты			Гранитизированные гнейсы			Гнейсы лебяжинской свиты		
	X (46)	S	V	X (22)	S	V	X (40)	S	V
SiO ₂	74.13	1.91	3	69.59	4.67	7	68.39	5.34	8
TiO ₂	0.33	0.13	39	0.45	0.20	43	0.51	0.18	35
Al ₂ O ₃	11.06	1.07	10	13.33	1.80	13	13.79	1.73	13
Fe ₂ O ₃	2.51	1.21	48	2.51	1.21	48	1.78	0.92	52
FeO	1.92	0.93	32	2.83	1.63	58	3.59	1.53	43
MnO	0.07	0.03	47	0.11	0.07	63	0.08	0.04	50
MgO	0.07	0.07	100	0.70	0.76	109	1.12	1.63	146
CaO	0.44	0.29	65	1.90	1.35	71	2.23	1.77	80
Na ₂ O	4.01	0.65	16	3.58	1.14	32	3.80	0.81	21
K ₂ O	4.70	0.38	8	4.08	0.93	23	3.26	1.26	39
H ₂ O ⁻	0.15	0.10	68	0.12	0.09	81	0.15	0.17	112
H ₂ O ⁺	0.34	0.16	47	0.38	0.29	77	0.69	0.40	59

Примечание. В скобках — количество проанализированных проб.

При сопоставлении статистических данных по выборкам содержаний окислов в интрузивной гранитной и метасоматической гнейсовой сериях (табл. 33) отчетливо видно, что малая дисперсия содержаний K₂O и Na₂O свойственна гранитам. Коэффициент вариации содержания K₂O в гнейсах резко возрастает. Это служит указанием на близость химических потенциалов K и Na в процессе кристаллизации щелочногранитной магмы и на большой или меньший привнос калия в метасоматиты по гнейсам, отчасти гнейсы. В то же время обеднение при кристаллизации магмы щелочных гранитов кальцием и магнием определяет значительный разброс их содержаний относительно среднего значения.

При сравнении щелочных гранитов эндоконтактов, метасоматитов по гнейсам, инъекционных гнейсов обращает на себя внимание также резкое различие их в составе и содержании аксессуарных минералов в породах. В гранитах эндоконтактов (не говоря уже о минерализованных приконтактных гранитах) характерно обогащение их цирконом и другими редко-

метальными акцессорными минералами — чевкинитом, монацитом, эвксенитом, бритолитом, фергусонитом, ферриторитом. Метасоматитам экзоконтактов свойственен совершенно другой состав акцессорных минералов: обильные сфен, магнетит и флюорит, иногда эпидот, повышенное содержание апатита (табл. 34). Очевидно при этом, что сфен, магнетит, флюорит и эпидот являются новообразованными минералами, возникшими за счет компонентов биотита и плагиоклаза при замещении их амфиболом и калишпатом в результате контактового метаморфизма под влиянием интрузии щелочных гранитов. Граниты эндоконтакта обычно обогащаются цирконом позднего метасоматического типа, характерными особенностями которого является бипирамидальный облик, округленность ребер, почковидное развитие и т. п. (Бельков, 1962а). Иногда наблюдается некоторый вынос подобного же циркона в метасоматиты по гнейсам в узких зонах экзоконтактов. По-видимому, это обстоятельство могло послужить основанием для суждения о присутствии в щелочных гранитах и гнейсах лебяжинской свиты окатанных зерен циркона, свидетельствующих о первичноосадочной природе этих пород (Ожогин, 1968а). Фактически же в неизмененных биотитовых и биотит-гранатовых гнейсах и в «инъекционных» гнейсах лебяжинской свиты циркон практически отсутствует и окатанные его зерна нами не наблюдались ни в одном из многочисленных изученных образцов. В щелочных же гранитах всегда присутствует обильный циркон в виде прекрасно образованных кристаллов разнообразного габитуса, не несущих каких-либо признаков механической обработки (см. рис. 29, 30). Следовательно, акцессорные минералы и циркон, в частности, могут служить одним из надежных признаков отличия щелочных гранитов от гранитизированных экзоконтактных гнейсов лебяжинской свиты. Таким же надежным критерием может служить и различие темноцветных минералов щелочных гранитов и вмещающих их гранитизированных гнейсов лебяжинской свиты; щелочным гранитам пластообразных интрузий, залегающих среди гнейсов лебяжинской серии, свойственны арфведсонит и эгирин, в то время как метасоматитам по гнейсам — феррогастингсит, гастингсит и эгирин-авгит.

Суммируя результаты наблюдений контактового взаимодействия щелочных гранитов с вмещающими их породами, отметим некоторые наиболее существенные явления и выводы, имеющие петрологическое значение.

Вмещающими для щелочных гранитов являются разнообразные породы: ультраосновные и основные, умеренно кислые гранодиориты, метаморфические — основные гранулиты, амфиболиты, разнообразные гнейсы. Мощность зон измененных пород эндо- и экзоконтактов зависит от мощности гранитных интрузивных тел и от положения поверхности контактов. При крутом залегании мощность зон приконтактных изменений во всех случаях невелика и не превышает первых десятков метров; при пологом залегании интрузий мощности приконтактных изменений пород в прикровлевых зонах максимальные и в контактах с гнейсами лебяжинской свиты могут достигать многих сотен метров. В приподопленных зонах контактов мощности контактового изменения пород невелики и измеряются несколькими метрами, реже первыми десятками метров.

Щелочные граниты в зонах непосредственных контактов обнаруживают однотипные характерные изменения: обычно они осветляются за счет уменьшения содержания (разложения) темноцветных минералов, иногда в них несколько возрастает содержание альбита и всегда происходит возрастание содержания акцессорных минералов — магнетита, циркона и других редкометаллических минералов.

Изменения пород в экзоконтактах многообразны. Породы ультраосновного и основного состава и основные гранулиты преобразуются в полевошпатовые амфиболиты, что связано с привнесением в них кремнезема, глинозема и некоторого количества щелочей, особенно калия. Ха-

шую роль могла играть возбужденная под влиянием термального прогрева и прогрессивного метаморфизма гидротермальная деятельность во вмещающих породах, относительно богатых содержащими воду минералами, как это установлено для гнейсов и кристаллических сланцев кейвской серии (Бельков, 1963).

Таким образом, изучение контактового воздействия щелочных гранитов на вмещающие породы в совокупности с данными о геологическом строении массивов щелочных гранитов, особенностями их петрографического состава и химизма не подтверждают гипотезу метасоматического генезиса щелочных гранитов и однозначно определяют их первичномагматическую природу. Как известно (Коржинский, 1951, 1952, 1966, 1968; Жариков, Зарайский, 1973; Зарайский, Зырянов, 1973, и др.), критериями метасоматического генезиса пород могут служить существование метасоматической зональности, определяющейся закономерностями диффузионного или инфильтрационного перемещения компонентов; наличие резких границ замещения между зонами метасоматитов, обуславливающих исчезновение замещаемого и появление замещающего минерала; тенденция к снижению числа минералов при метасоматозе; крайне непостоянные количественные соотношения между замещаемыми и замещающими минералами. Легко видеть, что ни один из приведенных критериев метасоматического генезиса неприменим к щелочным гранитам Кольского полуострова.

Вместе с тем, как было показано выше, устанавливаются следующие важнейшие признаки их первичномагматического генезиса.

1. Приуроченность щелочных гранитов к зонам глубинных разломов, выведших также серии основных и кислых эффузивов, основных и ультраосновных пород.

2. Нахождение массивов щелочных гранитов среди пород разных структурно-тектонических этажей и самого различного петрографического состава: ультраосновных и основных, умеренно кислых и кислых — изверженных и осадочно-метаморфических.

3. Разнообразие геологического положения, строения и размеров массивов. Распространены трещинные дайкообразные тела, пластинообразные, пологозалегающие, часто межформационные массивы, массивы центрального типа — штокообразные и кольцевые. Одинаковыми по составу гранитами слагаются как массивы площадью сотни и тысячу квадратных километров, так и маломощные жильные и дайковые тела мощностью от первых метров и протяженностью до первых десятков и сотен метров.

4. Многофазное строение отдельных щелочногранитных массивов, особенно массивов центрального типа.

5. Сопровождение гранитных массивов сериями аплитов и пегматитов.

6. Закономерное внутреннее строение массивов, проявляющееся в определенной ориентировке минералов по форме (линейные текстуры) и строению (ориентировка оптических осей кварца), обычно автономное, не зависящее от тектонического строения окружающей рамы.

7. Преобладание весьма резких, нередко эруптивных контактов с вмещающими породами, развитие эруптивных брекчий.

8. Однородность и выдержанность петрографического состава пород, слагающих массивы щелочных гранитов, близость составов пород котектикам.

9. Присутствие в гранитах шпировых обособлений более основного состава и ксенолитов пород, отсутствующих среди пород окружающей рамы.

10. Наличие дифференцированных серий пород и закономерное изменение их минерального состава в зависимости от глубинности становления интрузивов щелочных гранитов.

11. Закономерное изменение содержания и соотношения редких и рассеянных элементов в породах и в породообразующих минералах дифференцированных серий пород различной глубинности.

12. Наличие вертикальной расслоенности в массивах пластинообразного строения, развитие приконтактных фаций минерализованных гранитов в прикровлевых частях массивов.

Таким образом, признание первичномагматической природы пород формации щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова способствует анализу и пониманию петрологических процессов их формирования.

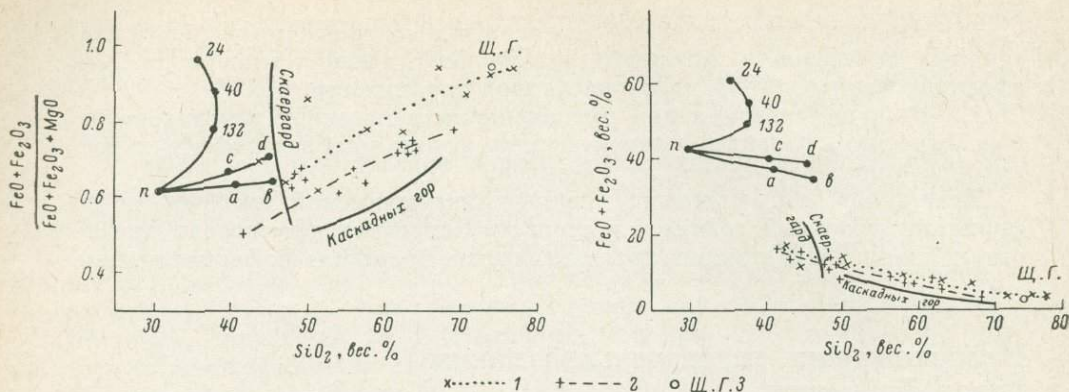
Происхождение родоначальной магмы пород формации

Строгий тектонический контроль размещения интрузий формации щелочных гранитов, ограничивающих их локализацию зонами глубинных разломов, и тесная пространственная ассоциация щелочных гранитов с основными интрузиями, указывающая на общность проводников магм, свидетельствует о глубинном происхождении родоначальной магмы.

Детальное петрографическое, петрохимическое и минералого-геохимическое изучение кольских щелочных гранитоидов, несмотря на все наблюдающееся их разнообразие, позволило установить наличие ряда свойственных им основных признаков сходства. В щелочных гранитоидах главными цветными минералами являются высокожелезистые арфведсонит-феррогастингсит, эгирин, эгирин-авгит, лепидомелан и энigmatит. Щелочным гранитам свойственно резко повышенное содержание железа, циркония, ниобия и тантала, редких земель, фтора, что в известной мере роднит их с типичными щелочно-ультраосновными и щелочными комплексами, для которых обоснована их связь с глубинными подкоровыми очагами (Воробьева, 1960, 1963, 1969; Полканов и У Ли-Жень, 1964; Кухаренко и др., 1965, и др.).

Формацию щелочных гранитов от других гранитоидных формаций Кольского полуострова отличают свойственная щелочным гранитам высокая общая железистость и повышенная величина отношения FeO к MgO . Еще П. Ниггли и В. Ломбард (Lombaard, 1933), сравнивая анализы кислых пород Бушвельдского массива с анализами гранитов батолитовых интрузий, отмечали в первых более высокие значения этих отношений. В. С. Соболев (1949, 1973) показывает, что высокие значения FeO , MgO свойственны остаточным магматическим расплавам и характерны для магматических комплексов платформ. Согласно А. А. Полканову (1955), высокие значения этих отношений в гранитоидах могут служить указанием на образование путем кристаллизационной дифференциации гибридной магмы толеитового типа.

Отчетливое различие гранитов, образовавшихся в результате дифференциации базальтовой магмы, и палингенных гранитов было наглядно показано В. А. Кутюлиным (1964). При сравнении анализов гранитоидов Алтая, Таймыра, Казахстана и Дальнего Востока им было установлено, что преобладающая часть кислых производных базальтовой магмы относится к нормальному ряду, тогда как часть палингенных гранитоидов пересыщена алюминием. Одновременно отношение железа к магнезию несколько выше для гранитоидов первой генетической группы. В. А. Кутюлиным предложена диаграмма для разделения платформенных (производных базальтовой магмы) и палингенных гранитов. На этой диаграмме (см. рис. 36) почти все точки анализированных щелочных гранитов Кольского полуострова ложатся в поле гранитоидов, возникших в результате дифференциации базальтовой магмы. Они отличаются в своем большин-



Р и с. 52. Сопоставление составов щелочных гранитов, эффузивных серий с экспериментальными данными Г. Осборна (1959).

Эффузивы: 1 — Имандра-Варзуги; 2 — Печенги; 3 — средний состав щелочного гранита.

стве отрицательным значением величины глиноземистости и высоким значением параметра железистости. Таким образом, кольские щелочные граниты, обладающие высокой железистостью, высокими значениями FeO , MgO и отрицательным значением глиноземистости, следует рассматривать в качестве дифференциатов основной магмы. Этой магмой, по-видимому, являлась базальтовая магма, генерировавшаяся в зонах глубинных разломов, к которым на Кольском полуострове приурочены мощные толщи основных эффузивов и дифференцированные основные и ультраосновные интрузии, предшествовавшие интрузиям щелочных гранитов.

На основании изучения системы $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. Г. Осборн (Osborn, 1959) пришел к выводу, что магма оливиновых толеитов может дифференцироваться, обогащаясь железом, если общий состав сохраняется постоянным или же при дифференциации будет происходить обогащение кремнеземом, если парциальное давление кислорода будет оставаться постоянным или возрастать. На графиках Осборна (рис. 52), иллюстрирующих различия в направлении изменения состава жидкости при ее фракционировании, отражена зависимость содержания кремнезема в жидкости и отношения $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ и общего содержания железа $FeO + Fe_2O_3$. При постоянном парциальном давлении кислорода состав жидкости n движется к c , а затем к d ; при увеличении парциального давления кислорода от 0.21 до 1.0 атм изменение состава жидкости определяется линией $n-a-b$. Кривые, представляющие изменение состава жидкости в процессе фракционной кристаллизации при постоянном общем составе, поднимаются круто ($n-132-40-24$) и вогнуты влево, вследствие первоначального увеличения и последующего уменьшения содержания окиси кремния. Эти кривые, представляющие изменения кислородного потенциала идеально фракционирующихся жидкостей с первичным составом, подобным составу n , могут быть использованы для определения направления и величины изменения парциального давления кислорода в процессе фракционной кристаллизации.

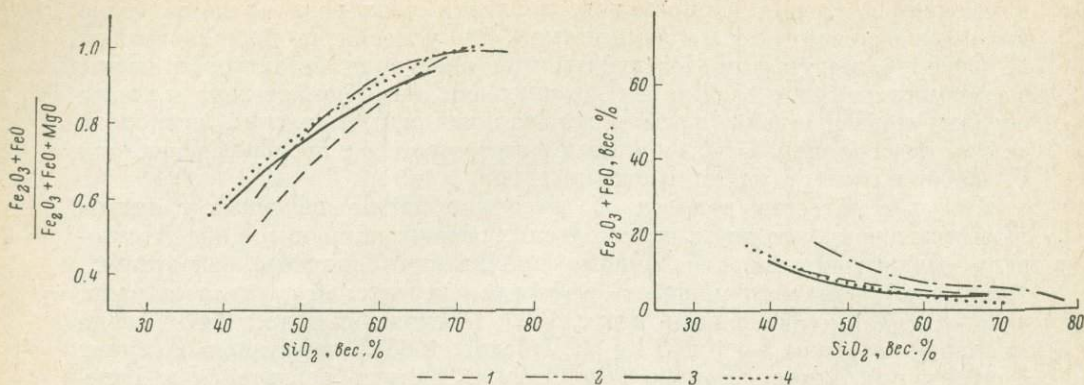
В природных системах кривые, похожие на наклон участка $132-40-24$, характерны для магм скаергардского типа. По данным Г. Осборна, кривые жидкостей, представляющие серии базальтовых магм орогенических поясов, образуют линии, напоминающие $n-c-d$. Такие линии, близкие горизонтальным, являются следствием фракционной кристаллизации при приблизительно постоянном парциальном давлении кислорода или несколько увеличивающемся. Главным фактором однородного или увели-

чивающегося уровня парциального давления кислорода является более высокое содержание воды в этих магмах. Эти условия, по представлениям Г. Осборна, могут быть достигнуты при внедрении базальтовой магмы в геосинклинальные осадки, из которых они адсорбируют воду и таким образом поддерживают постоянство парциального давления кислорода за счет диссоциации воды. Типичным примером этого типа дифференциации Г. Осборн считает район Каскадных гор.

При рассмотрении вопроса об источнике магмы щелочных гранитов мы имеем в виду, что интрузиям кольских щелочных гранитов предшествовали осадконакопление и мощные проявления основного магматизма. Например, суммарная мощность эффузивов печенгской серии составляет от 4—5 до 6 км (Загородный и др., 1964; Предовский и др., 1968), серии имандра-варзуга от 5—6 до 8 км (М. Козлов, 1968). В эффузивных сериях Печенги выделяются андезит-базальтовая, пикрит-базальтовая и андезитовая формации. Проследивая ход дифференциации эффузивных пород печенгской серии (Загородный и др., 1964), можно видеть, что на диаграмме Осборна средние данные по исходной магме, вулканитам и экструзивным породам образуют линию, которая имеет наклон, соответствующий наклону экспериментальных кривых с постоянным или увеличивающимся парциальным давлением кислорода и близки линии, приводимой Осборном как типичной для орогенических областей — серии дифференциатов Каскадных гор.

По эффузивным породам серии имандра-варзуга пока имеются ограниченные данные. Нами использованы анализы М. Т. Козлова и Л. Н. Латышева, любезно предоставленные в наше распоряжение. Данные по ним нанесены на диаграмму Осборна. На обеих частях диаграмм анализы ложатся на кривую, иллюстрирующую ту же тенденцию дифференциации, что и эффузивные серии Печенги. Нанесенные аналогичным образом на диаграмму Осборна средние данные по кольским щелочным гранитам также закономерно ложатся на продолжении кривых дифференциации эффузивов имандра-варзугской серии. На кривой для пород серии имандра-варзуга вместе с щелочными гранитами расположены точки кератофиров, очень близких по составу щелочным гранитам (Соустов, 1940) и, возможно, являющихся эффузивными аналогами последних. Кератофиры в серии имандра-варзуга как будто не имеют широкого распространения; они отмечены на *и-ове Вите*, горе Арваренч, Прихибинском и Восточном участках (Геология СССР, 1958). Отсутствие значительных проявлений кислых эффузивов в свите имандра-варзуга, по-видимому, можно объяснить тем, что при селективной выплавке из перидотитовой мантии базальтоидной магмы кислые дифференциаты последней вследствие значительно большей вязкости и длительности отделения и разделения внедрились позднее и образовали интрузивные тела щелочных гранитов, которые пространственно тяготеют к тем же разломам, по которым ранее происходило излияние эффузивов. Внедрение щелочных гранитов происходило позже эффузивов на заключительных стадиях становления платформенного режима. При этом интрузии щелочных гранитов локализовались как в пределах непосредственных зон разломов, так и по границам нижнего и верхних структурных этажей, в меньшей мере внутри эффузивно-осадочных толщ верхнего этажа.

Вероятность дифференциации толеит-базальтовой магмы, сопровождающейся образованием магм щелочногранитного состава, находит дополнительное подтверждение и на других примерах. Так, Ю. М. Шейнманн (1968) приводит химические анализы трапловой серии Эфиопии, где отчетливо видна дифференцированность от базальтов и оливиновых базальтов до самых кислых пантеллеритов, которые могут рассматриваться в качестве эффузивных аналогов щелочных гранитов. Подобная же дифференцированность в Эфиопии наблюдается и среди четвертичных лав.



Р и с. 53. Серии дифференциатов толеит-базальтовой магмы.

1 — трапповая серия Центральной Эфиопии; 2 — четвертичные лавы Эфиопии; 3 — лавы остров Гран-Канари; 4 — лавы острова Ла-Пальма.

Пантеллерит, пантеллеритовый обсидиан являются одними из типичных кислых продуктов извержений вулканов Ла-Пальма, Гран-Канари и др. (рис. 53). Д. К. Бейли, Дж. Ф. Шерер (Bailey, Schairer, 1966) также считают возможным образование кислых щелочных пород вне континентальной обстановки и доказывают это экспериментально.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что щелочные граниты могли образоваться в результате дифференциации толеитовых магм, давших также дацит-андезит-базальтовую серию имандра-варзуги. Дифференциация происходила в условиях постоянного или возрастающего парциального давления кислорода. Выбор исходной для дифференциации щелочногранитной магмы толеитовых базальтов подтверждается также диаграммой А. Н. Виноградова (1971), которым были использованы выводы В. А. Кутолина (1969) о существенном отличии базальтов толеитовой и андезитовой формаций по содержанию кремнезема и железа. На этой диаграмме (рис. 54) щелочные гранитоиды и эффузивы Имандра-Варзуги попадают в поле толеитовой серии пород.

По индексу Пикокка, равному для щелочных гранитоидов 59—60, их следует отнести к классу известково-щелочных пород.

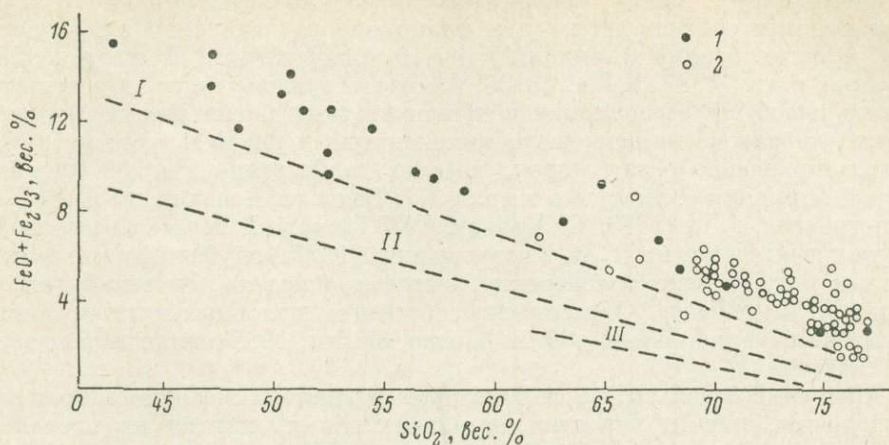
Образование достаточного объема щелочноземельных магм (андезитов и дацитов) за счет фракционного плавления и последующей фракционной кристаллизации при давлении 30—40 кбар пород базальтового состава была экспериментально показана Т. Х. Грином и А. Е. Рингвудом (1968).

Н. И. Хитаров и др. (1972) также показали возможность отделения кислого остатка при эволюции толеитовых магм в глубинных условиях.

Возможность образования глубинных (ювенильных) гранитов и расплавов кислого состава не отрицают М. Н. Годлевский (1959), М. Горай (Gorai, 1960), А. А. Кузнецов (1965), Т. Матсумото (Matsumoto, 1965), К. Д. Бейли и Дж. Ф. Шерер (Bailey, Schairer, 1966), Г. Д. Афанасьев (1967), В. А. Кутолин (1939), Н. Ф. Шинкарев (1970), А. А. Маракушев (1971), Д. С. Штейнберг и др. (1971), Г. М. Саранчина (1972) и др. В одной из последних работ В. С. Соболев (1973) также отмечает, что во многих случаях устанавливается связь гранитного магматизма с существованием глубинных очагов основной магмы.

Интересные данные об отделении кислых расплавов из базальтоидов Камчатки и Курильской островной дуги приводят Э. Н. Эрлих и И. В. Мелекесцев (1973).

Подтверждением реальной возможности отделения кислого силикатного расплава из базальтоидов могут служить находки в базальтах Луны



Р и с. 54. Изменение содержания железа и кремнезема в зависимости от принадлежности к различным магматическим сериям пород.

Поля: I — толеитовой серии, II — андезитовой серии, III — салического ряда (Виноградов, 1971). 1 — эффузивы имандра-варзугской серии, 2 — щелочные граниты.

кислых силикатных шариков, имеющих состав, близкий к составу щелочных гранитов. Разница с щелочными гранитами только в том, что щелочи в лунных силикатных шариках представлены преимущественно K_2O при низком содержании Na_2O . Средний состав этих шариков из 33 определенных следующий (в.с. %): SiO_2 — 75.4; Al_2O_3 — 11.5; FeO — 2.5; MgO — 0.26; CaO — 1.8; Na_2O — 0.37; K_2O — 6.5; TiO_2 — 0.52 (Roedder, Weiblen, 1970).

Е. Роддер и Р. Уайблен, исследовавшие эти породы, приходят к выводу о существовании особой области распада двух жидкостей в системе $KAlSi_2O_6 - Fe_2SiO_4 - SiO_4$ с выпаданием остаточного расплава, богатого закисным железом и K_2O . Для лунных пород соотношение кислых и базальтоидных составов в образцах с проявленной ликвацией составляет примерно 1 : 100. Интересно, что если сопоставить объем магмы щелочных гранитов с объемом эффузивов свиты имандра-варзуга, то соотношение объемов при подсчете до глубины 10 км даже на современном эрозионном срезе составит величину 1 : 70, т. е. близкую к отношению кислых и основных составляющих в лунных образцах. Следовательно, выплавление из мантии огромного объема базальтоидных магм, образовавших эффузивы Имандра-Варзуги, в последующие этапы, после прекращения эффузивной деятельности, могло сопровождаться отделением кислого расплава, объем которого по отношению к базальтоидам составляет лишь незначительную часть.

Согласно нашим данным и данным других исследователей (Полканов и Герлинг, 1964; Полканов и др., 1964; Харитонов, 1966; Шуркин, 1968; Маслеников, 1968; Кухаренко и др., 1971; Лобач-Жученко и др., 1972, и др.), магматизм субплатформенного этапа на территории Кольского полуострова в среднем протерозое развивался в такой последовательности.

1. Возникнове мощных серий эффузивно-осадочных пород — печенгской и имандра-варзугской (дацит-андезит-базальтовая, пикрит-базальтовая, андезит-базальтовая и андезитовая формации).

2. Интрузии ультраосновных и основных магм, образовавших дифференцированные комплексы габбро-норит-перидотитовой, габбро-анортитовой и габбро-щелочной формаций.

3. Интрузии кислых магм — формаций эндербит-чарнокитов, порфиридных гранитов, щелочных гранитов и сиенитов.

По-видимому, магмы каждого из выделенных формационных комплексов могли образоваться путем фракционного плавления и фракционной кристаллизации различных базальтоидов (Грин, Рингвуд, 1968; Хитаров и др., 1971, 1972а, 1972б). Соответствующие магмы в результате последующей дифференциации в промежуточных магматических камерах обуславливали возникновение комплементарных рядов и всего петрографического разнообразия пород, которое свойственно каждой магматической формации (Кухаренко и др., 1971; Батиева, Бельков, 1971а, 1971б; Виноградова, 1971, 1973; Е. Козлов, 1973, и др.). В согласии с экспериментальными данными Н. И. Хитарова и др. (1972а) глубина формирования кислых магм за счет толеитовых базальтов определяется величиной порядка 75 км и более. Образование собственно щелочных магм предполагается на глубинах около 100 км (Йодер, Тилли, 1965), что отвечает верхней мантии.

Щелочные базальты, за счет которых возникали щелочногабброидные и щелочные магмы, вероятно, выплавлялись из мантии на несколько большей глубине по сравнению с толеитовыми базальтами, с которыми мы связываем образование пород формации щелочных гранитов и сиенитов. Но общность состава мантийного субстрата и близость способа образования ювенильных кислых и щелочных магм проявились в определенных чертах сходства их геохимической специализации и металлогении, что отчетливо можно видеть на примере щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов Кольского полуострова.

По-видимому, наблюдающаяся связь щелочных гранитоидов с нефелиновыми и щелочными сиенитами как на Кольском полуострове, так и во многих регионах (Казахстан, Тува, Нигерия, Гренландия, Канада и др.) определяется сходными условиями их генезиса и общими магма-выводящими каналами, которыми служат глубинные разломы.

В то же время, щелочногранитные, щелочногабброидные и собственно щелочные формации могут проявляться и самостоятельно, поскольку соответствующие магмы могут формироваться на различных глубинах и выводиться в верхние этажи земной коры по независимым каналам. Само формирование кислых магм и щелочных магм базальтоидного генезиса, очевидно, требует длительных и стабильных условий глубинной дифференциации базальтоидов, которые реализуются лишь при установлении платформенного тектонического режима.

Эволюция родоначальной магмы

Обоснование первичномагматического генезиса пород формации щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова и признание их образования за счет отделения от глубинных толеитовых магм не снимает вопроса о составе самих родоначальных гранитоидных магм, путях их эволюции и генезисе всех пород, объединенных признаками общей формационной принадлежности.

Различными исследователями для щелочногранитоидных и сиенитовых серий других регионов предполагается различный состав исходных магм. Так, Б. М. Куплетский (1937) предполагал, что щелочные граниты и нефелиновые сиениты образуются путем глубинной дифференциации адамеллитовой магмы; А. И. Тугаринов и В. И. Коваленко (1973) признают щелочные гранитоиды продуктом дифференциации сиенитовой (или граносиенитовой) магмы; В. П. Костюк и Т. Ю. Базарова (1966) предполагают, что щелочные серии, включая и щелочные граниты, возникают за счет нормальных щелочноземельных магм при их ощелочении при взаимодействии с вмещающими породами.

Этим не исчерпывается разнообразие существующих гипотез и суждений, многие из которых имеют частное, производное значение.

Р и с. 55. Вариационная диаграмма главных типов щелочных гранитоидов.

а — авгит-лепидомелановые гранодиориты; б — лепидомелан-феррогастингситовые граниты; в — эгирин-арфведсонитовые граниты.

Обратимся к рассмотрению и анализу приведенного выше фактического материала по щелочногранитным сериям Кольского полуострова.

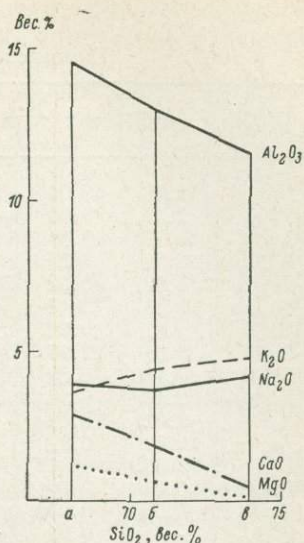
Изучение минерального и химического состава пород формации щелочных гранитов и сиенитов, а также их пространственно-геологических взаимоотношений позволяет установить наличие закономерного петрографического ряда пород, которые являются членами единого комагматического ряда дифференциации. В нем главными, наиболее развитыми типами пород являются авгит-лепидомелановые гранодиориты, лепидомелан-феррогастингситовые субщелочные граниты и эгирин-арфведсонитовые щелочные граниты. На вариационной диаграмме для этих типов щелочных гранитоидов (рис. 55) выявляется закономерность, свойственная рядам пород, возникших в результате кристаллизационной дифференциации. С возрастанием содержания кремнезема в этом ряду пород линейно уменьшается содержание глинозема, окиси кальция и магния и увеличивается содержание окиси калия.

В составе пород формации щелочных гранитов и сиенитов распространены также лейкократовые лепидомелановые граниты, аплиты и пегматиты. В отдельных массивах развиты граносиениты, кварцевые, щелочные и нефелиновые сиениты, в целом имеющие подчиненное значение.

Как ранее было отмечено в породах многих массивов (Кюютынгский, Иоканьгский, Гремяха-Вырмес, Канозерский, в граносиенитовых дайках района Белых тундр и др.), фиксируется присутствие большого количества разнообразных ксенолитов и шлировых обособлений. При этом часть пород ксенолитов имеет, возможно, глубинный источник, поскольку аналогичные породы в раме массивов отсутствуют. Следовательно, и ксенолиты и шлиры могут служить источником дополнительной информации о глубинных петрологических процессах образования пород формации щелочных гранитов и сиенитов. В этой связи остановимся подробнее на характеристике включений в щелочных гранитоидах.

Шлировые обособления в гранодиоритах, гранитах и граносиенитах внешне отчетливо выделяются своим более меланократовым по сравнению с вмещающей породой составом, характерной округлой или веретенообразной, линзовидной формой, более мелкозернистой структурой и другими петрографическими особенностями. Среди пород с массивной текстурой шлиры обладают изометричной, нередко шарообразной формой; среди пород с линейным или плоскостным текстурным строением шлиры приобретают соответственно веретенообразную или линзообразную форму. Размеры их составляют от нескольких до десятков сантиметров в поперечнике.

Ксенолиты отличаются своей неправильной остроугольной формой, размеры их могут достигать многих метров и сотен метров в поперечнике. Они принадлежат к габбро-диабазам, габбро, габбро-норитам, верлитам и т. п., с характерным для этих пород минеральным составом и структурами, резко отличными от структуры шлировых выделений.



Химический состав ксенолитов и шпир в щелочных гранитоидах

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49.43	49.51	51.11	43.88	51.25	46.10	59.53	53.04	59.66
TiO ₂	2.51	0.60	0.62	1.17	0.27	1.78	0.58	0.81	1.49
Al ₂ O ₃	10.59	13.81	11.03	6.17	18.39	15.86	16.67	18.51	12.85
Fe ₂ O ₃	3.61	1.27	0.70	1.78	0.87	4.73	1.77	4.16	3.15
FeO	10.02	9.22	9.32	14.15	8.51	8.25	4.99	3.86	6.64
MnO	0.18	0.12	0.18	0.21	0.12	0.12	0.11	0.10	0.17
MgO	9.31	9.76	14.66	23.19	7.26	6.88	3.76	3.38	1.53
CaO	6.09	12.37	9.68	5.37	9.93	7.92	3.63	7.36	3.48
Na ₂ O	4.10	1.80	1.53	2.00	2.71	3.33	6.00	5.89	5.15
K ₂ O	2.46	0.47	0.29	0.94	0.49	2.20	1.63	1.66	4.33
H ₂ O ⁻	0.02	0.09	0.00	0.07	0.19	0.22	0.09	0.08	0.04
П. п. п.	1.42	0.92	1.04	0.83	0.32	1.21	0.71	1.01	0.62
Li ₂ O	0.000	0.0023	0.006	0.0012	0.0076	0.0046	0.026	0.0057	0.050
Rb ₂ O	0.009	0.0011	Сл.	0.003	Сл.	0.0056	0.0108	0.0052	0.012
Cs ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0009	0.000	0.000
V ₂ O ₅	—	0.04	—	0.04	0.01	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.27	0.09	0.06	0.12	0.05	1.05	0.24	—	0.73
Cu	0.03	0.04	0.008	0.02	0.03	0.01	0.03	—	—
Ni	0.05	0.04	0.045	0.19	0.02	0.009	0.004	—	—
Co	0.006	0.006	0.006	0.01	0.006	0.004	0.004	—	—
Cr	0.09	0.18	0.25	0.23	0.01	—	—	—	—
F	0.09	0.00	0.00	Сл.	—	0.48	0.38	—	—
Сумма — (O ~ F)	100.25	100.33	100.54	100.37	100.43	99.94	100.00	99.88	99.94

Примечание. 1—5 — ксенолиты: 1 — габбро (5250), среднее течение р. Сухая, Коютынский массив, анал. О. А. Фетисова, 2 — габбро (5046), среднее течение р. Поной, Понойский массив, анал. Е. И. Успенская, 3 — габбро-норит (5049), среднее течение р. Поной, Понойский массив, анал. О. А. Фетисова, 4 — плагиоклазовый верлит (5263), среднее течение р. Иоканьги, Иоканьгский массив, анал. Е. И. Успенская, 5 — габбро-диабаз (5261), среднее течение р. Иоканьги, Иоканьгский массив, анал. Е. И. Успенская; 6—9 — шпир: 6 — трахибазальт (5217), среднее течение р. Иоканьги, Иоканьгский массив, анал. Е. И. Успенская, 7 — трахиандезит (4144), среднее течение р. Иоканьги, Иоканьгский массив, анал. Е. И. Успенская, 8 — трахиандезит-базальт (5277), гора Коютынская, Коютынский массив, анал. О. А. Фетисова, 9 — трахит (1668/63), даяка к северу от Белых тундр, анал. К. М. Вабкина.

По своему химизму породы ксенолитов и шпирообразных обособлений близки, но не аналогичны (табл. 35). Состав шпиров более щелочной и отчасти более кислый и по химизму соответствует трахитам, трахиандезитам, трахиандезито-базальтам, трахибазальтам. Шпир отличаются от ксенолитов повышенным содержанием фосфора и фтора и более низким в сравнении с ксенолитами основных пород содержанием ванадия, никеля и хрома. Геологические формы проявления, петрографические и петрохимические особенности иногда весьма обильных шпирообразных обособлений в щелочных гранитоидах, в отличие от ксеногенного характера ксенолитов, указывают на их глубинный магматический генезис, вероятную ликвационную природу и возможную существенную роль ликвации в глубинных процессах и механизме магматической дифференциации на ранних этапах разделения толеитовой магмы. Кинетическими особенностями процессов ликвации некоторыми исследователями объясняется высокая подвижность магм кислого состава (Иншин, 1972) и возможность в результате ликвации и диффузионного разделения толеита образования кислого и щелочного расплава.

В любом случае изучение ксенолитов основных и ультраосновных пород и шпиров в породах формации щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова свидетельствует о их важной петрологической роли в качестве дополнительных критериев глубинно-магматического происхождения родоначальной щелочногранитоидной магмы (гранодиори-

товая со щелочной тенденцией, высокожелезистая и малоглиноземистая магма) и ее неразрывной генетической связи с выплавлением и последующей дифференциацией глубинной толеитовой магмы.

По-видимому, присутствие среди авгит-лепидомелановых гранодиоритов ксенолитов, меланократовых шпиров, а также типичные порфировидные структуры гранодиоритов с неравновесными реакционными взаимоотношениями ксенокристов плагиоклаза и авгита с вмещающей их мелкозернистой матрицей могут служить указанием на отсутствие длительного разрыва между процессами образования и внедрения родоначальной магмы и на возможность быстрого ее подъема с глубины и быстрой кристаллизации, когда материал ксенолитов и шпиров, а также ксенокристы не успевали отделиться или прореагировать с магматическим остатком. В противном случае, при более длительной задержке магмы в промежуточных очагах, ее относительно глубинная дифференциация определяла эволюцию в направлении образования все более кислых, обедненных сильными основаниями магм щелочногранитной серии.

Процессы дифференциации и направление эволюции родоначальной щелочногранитоидной магмы определялись изменением физико-химических параметров ее состояния, о чем свидетельствует наличие реакционных взаимоотношений между минералами ранней стадии кристаллизации в авгит-лепидомелановых гранодиоритах и магматическим остатком. Так, ксенокристы полевого шпата в гранодиоритах, количество которых может достигать 30—40% от массы породы, имеют неоднородное строение: их центральная часть может быть сложена плагиоклазом № 40, а внешние зоны — до № 20, причем нередко они обрастаются каймой калиевого полевого шпата. Весьма характерно замещение пироксена лепидомеланом. Одновременно среди минералов мелкозернистой матрицы пироксен отсутствует, плагиоклаз обычно отвечает олигоклазу, альбит-олигоклазу, содержание калишпата возрастает до 25—30%. Согласно данным экспериментов по плавлению гранитов в широком интервале T и P (Хитаров и др., 1969), установлено, что в кристаллизующемся гомогенном расплаве первыми в интервале температур от 900 до 700° при $P_{H_2O} = 2$ кбар кристаллизуются биотит и плагиоклаз в общем количестве около 30%. Кристаллизация кварца и калишпата начинается при температуре на 200° ниже температуры начала кристаллизации расплава. В ходе кристаллизации состав остаточного расплава обогащался SiO_2 и K_2O , H_2O , что способствовало уменьшению его вязкости и снижению температуры кристаллизации.

Петрографическое изучение пород щелочногранитоидной серии, как было показано выше, позволяет рассматривать кристаллизационную дифференциацию в качестве реального и главного фактора эволюции родоначальной гранодиоритовой магмы. Легко также показать, как с удалением из гранодиоритового расплава плагиоклаза (30%) и авгита (10%) остаточный расплав может приобретать состав, соответствующий лепидомелан-феррогастингситовым и эгириин-арфведсонитовым щелочным гранитам (табл. 36).

Возникающий при пересчете в вычисленных магматических остатках некоторый избыток K_2O и недостаток Na_2O по отношению к реальным соотношениям щелочей в гранитах может найти объяснение в том, что в природных условиях при кристаллизационной дифференциации магмы на глубине выделяется и осаждается более основной плагиоклаз, чем принятый при пересчете, или наряду с плагиоклазом удаляется некоторое количество калишпата.

Удаление в процессе кристаллизационной дифференциации из родоначальной гранодиоритовой магмы плагиоклаза и пироксена приводит к ее обеднению алюминием, кальцием, магнием и обогащению кремнеземом, железом и щелочными элементами, что способствует расширению

Изменение состава магматического остатка

Компоненты	Авгит-лепидомелановый гранодиорит			Лепидомелан-феррогастингситовый гранит (средний состав)	Эгирин-арфведсонитовый гранит (средний состав)
	средний состав	удалено			
		20% P ₁₄₀ и 5% Au	30% P ₁₄₀ и 10% Au		
SiO ₂	68.02	71.0	75.0	70.06	73.32
TiO ₂	0.72	0.9	0.8	0.59	0.40
Al ₂ O ₃	14.56	13.1	11.1	12.45	11.48
FeO	1.89	2.4	2.6	2.43	1.91
Fe ₂ O ₃	2.25	2.2	1.6	3.16	2.58
MnO	0.06	0.07	0.08	0.10	0.07
MgO	1.21	0.8	0.05	0.34	0.11
CaO	2.28	1.6	0.3	1.97	0.59
Na ₂ O	3.88	3.1	3.0	3.38	4.34
K ₂ O	3.55	4.7	5.6	4.44	4.76

поля кристаллизации щелочных полевых шпатов, а в условиях возрастания значений химического потенциала щелочей приводит к образованию агпайтовых щелочных гранитов (Тугаринов, Коваленко, 1973). Возникновение агпайтовых щелочных пород на завершающих стадиях процесса магматической дифференциации отмечал также Соренсен (Sørensen, 1960) и другие исследователи.

Как подчеркивает Г. Б. Ферштатер (1971): «Если в формировании первичных магм процессы кристаллизационной дифференциации, по-видимому, играют подчиненную роль, то в эволюции магмы во время кристаллизации, т. е. в процессе образования интрузивных горных пород и их серий, кристаллизационная дифференциация становится главным фактором разнообразия пород, слагающих массивы» (стр. 82).

Представляется очевидным, что наиболее благоприятными условиями для полной реализации процессов кристаллизационной дифференциации в промежуточных магматических очагах являются условия длительного тектонического покоя. Наоборот, в тектонически мобильных зонах шовных структур и т. п. — в условиях Кольского полуострова в зонах сочленения Мурманского и Беломорского блоков со стабильным Центрально-Кольским антиклинорным блоком — наблюдается внедрение недифференцированных или слабодифференцированных магм (авгит-лепидомелановые гранодиориты, лепидомелан-феррогастингситовые граниты). В условиях тектонически-стабильного Центрально-Кольского антиклинорного блока процессы спокойной глубинной дифференциации способствовали формированию значительных объемов полнодифференцированных обедненных глиноземом и обогащенных щелочными эманациями и железом магм, образовавшие при внедрении в породы верхних структурных этажей протяженные, преимущественно пластинообразные массивы, типичных агпайтовых щелочных эгирин-арфведсонитовых гранитов. Естественно, что различие тектонической обстановки определяло и различие физико-химических условий кристаллизации щелочногранитных магм.

Для оценки этих условий удобно использовать приближенно-упрощенную диаграмму фазового равновесия системы P1—Or—Qu—H₂O, предложенную М. И. Дубровским (1971, 1972). С этой целью были вычислены средние модальные составы главных типов кольских щелочных гранитов (табл. 37) и соответствующие их точки нанесены на диаграмму М. И. Дубровского (рис. 56).

На диаграмме авгит-лепидомелановый гранодиорит (рис. 56), представляющий собой еще не претерпевшую кристаллизационной дифференциации родоначальную гранитоидную магму, отделившуюся от толито-

Модальный состав (вес.%) главных типов щелочных гранитоидов Кольского полуострова и условия их кристаллизации

№ пп	Разновидности гранитоидов	Кварц	Ортоклаз	Плагиоклаз	Номер плагиоклаза	P, кбар	T, °C	Насыщенность H ₂ O, %
1	Авгит-лепидомелановые гранодиориты	30.3	16.6	53.1	20—40	5	< 900	Недосыщенная То же
2	Лепидомелан-феррогастингситовые граниты	35	26.9	38.3	10—20	4	< 900	
3	Эгирин-арфведсонитовые граниты	34.7	29.7	35.6	0—10	4	700	80
4	Лепидомелановые граниты (жилые)	37.7	30.9	31.4	0—10	1.5	700	100

вого базальта, попадает в поле, удаленное от точек тройных минимумов для гранитной системы. Также в сторону от тройных минимумов для гранитов с плагиоклазом выше № 10 попадают лепидомелан-феррогастингситовые граниты (2). В обеих разновидностях гранитоидов отмечается неравновесный состав и ранняя кристаллизация плагиоклаза. Эгирин-арфведсонитовые граниты (3) попадают на котектику для плагиоклаза № 10 ($P=4$ кбар). На эту же линию попадают и лепидомелановые жильные граниты (4), $P=1.5$ кбар. Четко намечается тенденция к образованию составов, близких эвтектике при заданных $P-T$ условиях (3).

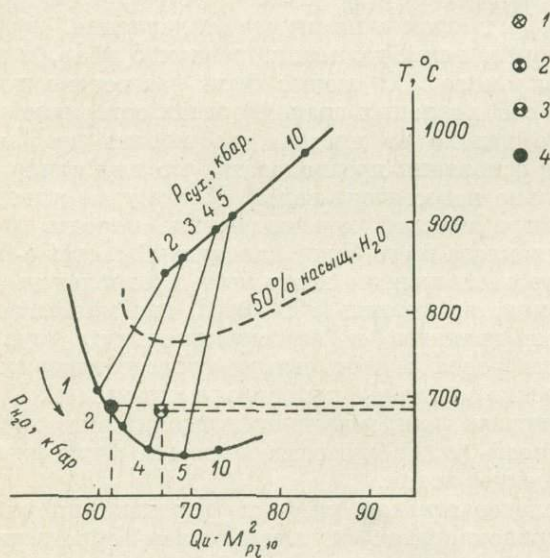
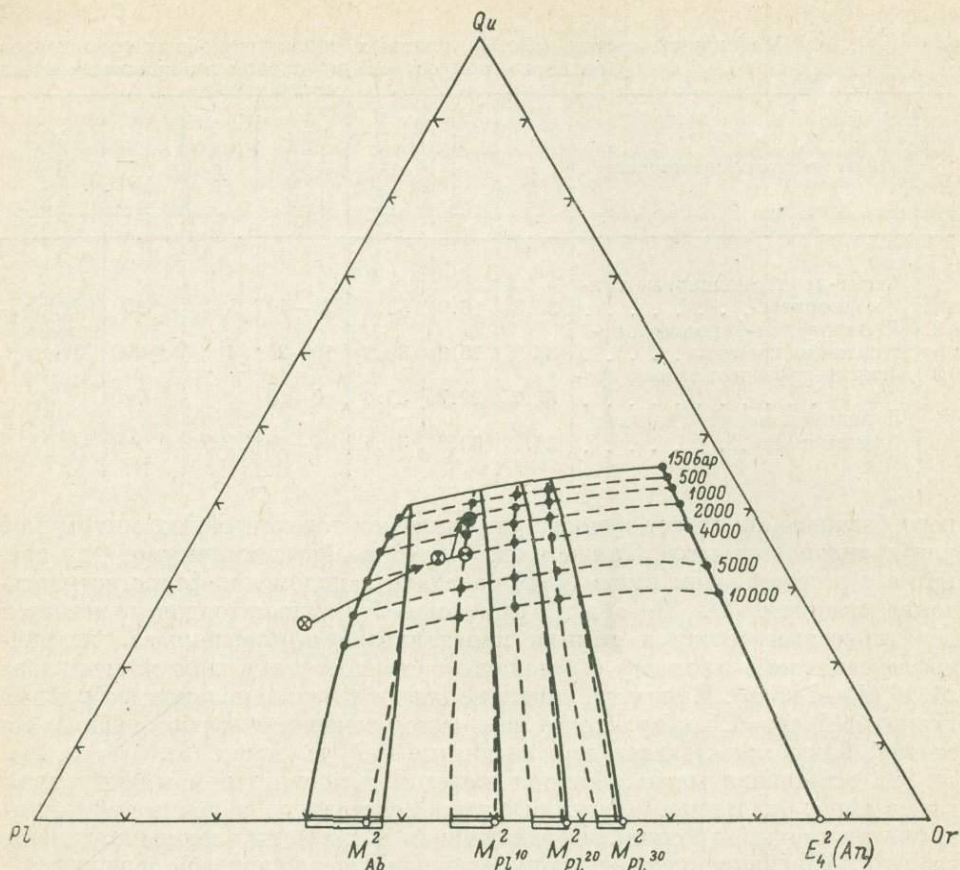
Эта остаточная магма, богатая железом и кремнеземом и обедненная глиноземом, кальцием, магнием, дает собственно щелочные (эгирин-арфведсонитовые) граниты. В дальнейшем в жильных лепидомелановых гранитах изменение идет в сторону перемещения к кварцевой вершине (4).

Согласно диаграмме Таттла и Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958) зависимости содержания воды в гранитном «минимуме» от давления, в авгит-лепидомелановых гранодиоритах при давлении, равном 5 кбар, и температуре их кристаллизации около 900° может быть растворено до 10% воды (Хитаров и др., 1967). В реальных гранодиоритах содержание воды составляет 0.5—1.5%, что далеко от предела насыщения ею магмы. По-видимому, имеются все основания предполагать, что глубинная родоначальная магма была сильно недосыщена водой. К этому же выводу мы пришли ранее, при петрографической характеристике породы.

Раннее выделение плагиоклаза и его более кальциевый состав (№ 12—20) в парагенезисе с феррогастингситом позволяют предполагать высокую температуру начала кристаллизации (800—900°) для магмы лепидомелан-феррогастингситовых гранитов и ее относительную «сухость».

Оценка недосыщенности водой магмы эгирин-арфведсонитовых гранитов, имеющих котектические составы, с помощью диаграммы М. И. Дубровского позволила установить для эгирин-арфведсонитовых гранитов примерно 80%-ю насыщенность водой («недосыщенность»), а для жильных гранитов — полное насыщение водой.

Таким образом, в последовательном ряду дифференциации от магм авгит-лепидомелановых гранодиоритов к лепидомелан-феррогастингситовым гранитам, эгирин-арфведсонитовым гранитам и лепидомелановым (жилым) гранитам при кристаллизации происходит снижение давления (от 5 до 1.5 кбар) и температуры (от 900 к 700° C) и осуществляется переход от «сухих» (недосыщенных) магм к полностью насыщенным водой. Постепенное увеличение содержания воды в расплаве обуславливало понижение его вязкости (Хитаров и др., 1967), что способствовало от-



- ⊗ 1
- ⊕ 2
- ⊙ 3
- 4

Рис. 56. Система Pl—Og—Qu—H₂O и котектическое сечение Qu—M_{Pl¹⁰}² (Дубровский, 1971).

1 — авгит-лепидомелановый гранодиорит; 2 — лепидомелан-феррогастингситовый гранит; 3 — эгирин-арфведсонитовый гранит; 4 — лепидомелановый гранит (жильный).

делению самостоятельных порций магмы и продвижению ее на значительные расстояния вдоль ослабленных тектонических зон в породы верхних структурных этажей, где преимущественно и размещаются массивы агпаитовых щелочных гранитов. При кристаллизации агпаитовой магмы, обогащенной летучими и обладавшей пониженной вязкостью, развивались процессы кристаллизационной и эманационной дифференциации *in situ*, проявившиеся в наличии вертикальной зональности в распределении породообразующих и акцессорных минералов и элементов, отчетливо наблюдающейся в пластообразных массивах района Западных Кейв и бассейна р. Поной. Повышенное содержание в породах нижних частей пластообразных интрузий и подводящих дайковых каналах более кальциевого амфибола, пироксена и плагиоклаза, значительное обогащение верхних эндоконтактных зон интрузий акцессориями, геохимические критерии и оценка динамики процесса охлаждения пологозалегающих интрузивных тел свидетельствуют о том, что кристаллизация в них происходила снизу вверх. В верхних частях магматических камер накапливались более легкоплавкие и летучие компоненты магмы, обладающие наибольшей теплоемкостью и служившие ведущим фактором переноса тепла. Это способствовало длительному прогреву пород кровли, что объясняет наличие мощных зон изменения вмещающих пород в верхних контактах пологозалегающих массивов щелочных гранитов и отсутствие зон закалки в эндоконтактах.

Оттеснение флюидов при кристаллизации магмы в верхние части массивов и их наиболее поздняя кристаллизация способствовали концентрации под кровлей вмещающих пород, в апикальных частях интрузий, редких и рассеянных элементов, фиксирующихся в цирконе, циртолите, чевкините, бритолите, фергусоните и др.

Остаточные лейкократовые магматические расплавы верхних и апикальных частей магматических камер, обогащенные летучими и редкими элементами, обладавшие значительной подвижностью, могли легко проникать по трещинам и другим тектонически ослабленным зонам в прогретые породы экзоконтактов, образуя в них многочисленные пегматитовые (в меньшей мере аплитовые) жилы, столь характерные для массивов щелочных гранитов Кольского полуострова (Бельков, 1958; Калита, 1973; Лунц, 1972, и др.).

Суммируя вышеизложенное, следует сделать вывод, что типичные агпаитовые эгирин-арфведсонитовые щелочные граниты Кольского полуострова являются продуктом кристаллизационной дифференциации магматических расплавов, первоначально имевших гранодиоритовый со щелочной тенденцией состав с невысоким коэффициентом агпаитности, эволюционировавший при осаждении минералов ранней кристаллизации — плагиоклаза и пироксена. При этом остаточный магматический расплав обеднялся кальцием, магнием и алюминием и обогащался кремнекислотой, железом, щелочными элементами и летучими (водой, углекислотой, фтором). Предпосылкой для полного протекания и реализации механизма кристаллизационной дифференциации в глубинных условиях служит стабильная тектоническая обстановка. Возникающие при этом агпаитовые дифференциаты приобретают способность к интрузии в более высокие горизонты земной коры вследствие повышения подвижности расплава, обогащающегося в процессе дифференциации водой и летучими. В благоприятных геологических условиях интрузивировавшие расплавы в магматических камерах могут испытывать дополнительные процессы кристаллизационной и эманационной дифференциации, определяющие возникновение относительно широкого петрографического спектра пород, накопление летучих и редкометалльных компонентов в верхних контактных зонах интрузивов и образование рудных концентраций и пегматитовых жил в приконтактных ореолах.

Представляет интерес также выяснение характера связи щелочного магматизма с щелочногранитным. Выше было отмечено, что имевшее место представление о палеозойском возрасте щелочных гранитов и о возможной их связи с крупнейшими щелочными плутонами Хибинских и Ловозерских тундр не отвечает действительности. Синхронные же со щелочными гранитами проявления собственно щелочного магматизма в среднем протерозое крайне незначительны. Что касается сиенитов и нефелиновых сиенитов плутона Гремяха-Вырмес, то их генетическая или парагенетическая связь с щелочными гранитами не подтверждена фактическим геологическим материалом и представляется маловероятной; гораздо более обоснована их принадлежность к ранним — среднепротерозойским проявлениям на территории Балтийского щита самостоятельной щелочно-габброидной и нефелин-сиенитовой формации (Кухаренко и др., 1971). С аналогичным Гремяха-Вырмес массивом Елетьозера в Северной Карелии и массива оз. Песочного на Кольском полуострове, в которых также проявлены сиенитовые комплексы, щелочные граниты не связаны. Отсутствуют какие-либо признаки проявления щелочногранитного магматизма и в хорошо изученных на Кольском полуострове многочисленных массивах щелочно-ультраосновной и нефелин-сиенитовой формации палеозоя. Поэтому лишь небольшие интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов (лаврикитов, пуласкитов, миаскитов и др.), выявленные нами в районе Западных Кейв, близкие по возрасту и геохимической специализации щелочным гранитам (Батиева, Бельков, 1958, 1968а; Герасимовский, 1963; Герасимовский, Беляев, 1963; Петерсилье, 1964; Балашев, 1971), могут рассматриваться в качестве образований, не только пространственно, но и генетически связанных со щелочными гранитами.

Косвенным подтверждением вероятности развития процессов глубинной магматической дифференциации с щелочной тенденцией (наряду с щелочногранитной) может служить присутствие в наименее дифференцированных гранодиоритах щелочногранитной серии шлировых обособлений, вероятно, ликвационного происхождения, обладающих отчетливой щелочной тенденцией своего состава.

Одновременно с этим могут существовать и другие пути формирования рассматриваемых щелочных серий. В частности, выплавление щелочных магм с больших глубин, о чем было сказано выше.

ПОЛОЖЕНИЕ ФОРМАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ СРЕДИ ГРАНИТОИДОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Особенности формаций гранитоидов

Одной из важнейших петрологических проблем, возникающих при изучении магматических формаций, является установление естественно-исторических геологических закономерностей, определивших возникновение тех или иных магматических формаций на определенных этапах геотектонического развития регионов. В этом отношении особый интерес представляет анализ развития кислого магматизма ранних докембрийских этапов формирования земной коры на кристаллических щитах, где возможна более или менее обоснованная реконструкция общегеологических условий, определявших возникновение впервые той или иной гранитоидной формации в ходе направленного и необратимого развития земной коры в докембрии (Батиева и др., 1972б).

Изучение гранитоидных формаций и анализ условий их первичного возникновения в докембрии применительно к Кольскому региону Балтийского щита было выполнено нами ранее (Батиева, Бельков, 1968а, 1971б), что позволяет здесь сосредоточить внимание на сравнительной характеристике формации щелочных гранитов и сиенитов и других выделенных и изученных гранитоидных формаций Кольского полуострова и на тех особенностях щелочных гранитов и сиенитов, которые могут способствовать пониманию условий возникновения и комплексному изучению щелочногранитоидной формации других регионов.

На территории Кольского полуострова разнообразные гранитоиды слагают около половины его территории и количественно преобладают по сравнению с другими — суперкрузальными метаморфическими и изверженными комплексами пород. Формирование гранитоидов связано с тремя главнейшими докембрийскими геотектоническими этапами: архейским, нижнепротерозойским и среднепротерозойским. Согласно нашим данным (Батиева, Бельков, 1968а), гранитоиды архейского этапа становления сиалической земной коры выделены в формацию гранодиорит-тоналит-плагиогранитов (первичнокоровых). Для нижнепротерозойского протогеосинклинального геотектонического этапа характерны две гранитоидные формации: доинверсионной стадии — габбро-диорит-плагиогранитная, инверсионной стадии — формация анатектит-гранитов—мигматит-гранитов. Для субплатформенного среднепротерозойского этапа выделены формации поздне- и постинверсионных стадий: интрузивных эндербитов-чарнокитов; щелочных гранитов и сиенитов, гранодиорит-гранитов; лейкократовых гранитов и аляскитов. Общая сравнительная характеристика этих гранитоидных формаций представлена в табл. 38, пространственное их положение схематически показано на рис. 1.

Формация	Порода			Особенности текстуры и структуры наиболее распространенных разновидностей пород	Особенности состава породообразующих минералов	Акцессорные минералы		Особенности химического состава				Металлогенетические особенности	
	наиболее распространенная	менее распространенная	дайковый и жильный комплекс			$n > 80\%$	$n < 80\%$	$\frac{Fe^{2+} + Fe^{3+} \cdot 100}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg}$	$\frac{Fe^{2+} \cdot 100}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$	$\frac{FeO}{MgO}$	$\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$		
Гранодиорит-гранитов (Виноградов, 1968)	Порфировидный гранит, граносиенит	Гранодиорит, кварцевый диорит, монцодиорит, монцит	Мелкозернистый гранит, гранит-порфир, кварцевый порфир, аплит и пегматит	Структура — порфировидная, текстура — массивная. В зонах контактов план-параллельная ориентировка микроклина	Плагиоклаз — от андезина до № 8—12; микроклин часто в виде правильных таблиц, реже ортоклаз; биотит ($Ng = 1.624-1.712$); амфибол ($Ng = 1.660-1.712$, $Nm = 1.623-1.703$, $Np = 1.653-1.690$; $c : Ng = 13-32^\circ$; $2V = 54-62^\circ$)	Магнетит, сфен, апатит, циркон, ортит, ильменит, лейкоксен, флюорит, пирит	Молибденит, кванит, монацит, муассонит, ксенотим, борнит, бастнезит, гарниерит, турмалин, самарскит, гранат, анатаз, халькопирит, уранинит, пирротин, галенит, гидроокислы железа	Главные разновидности пересыщены кремнекислотой, богаты или умеренно богаты щелочами. Насыщены или перенасыщены глиноземом. Близки нормальному и лейкократовому граниту	$\frac{47-84}{76}$	$\frac{25-76}{65}$	$\frac{0.7-4.7}{1.1}$	$\frac{0.73-0.86}{0.81}$	Контактово-метасоматические магнетитовые рудопроявления. В отдельных зонах повышенные содержания олова, ниобия и радиоактивных элементов
Лейкократовых гранитов и аляски-тов	Лейкократовый среднезернистый и пегматоидный гранит	Мелкозернистый гранит, апогранит и грейзен	Аплит и пегматит	Структура гранитная, пегматоидная, массивная текстура	Плагиоклаз-альбит, альбит-олигоклаз, микроклин ($2V = -77-87^\circ$) наиболее распространен, но встречается ортоклаз; биотит ($Ng = 1.650-1.674$)	Гранат, магнетит, монацит, циркон	Сфен, апатит, эпидот, флюорит, ортит, шпинель, ильменит, пирит, рутил, молибденит, ильменорутит, турмалин, висмутин, лейкоксен, висмутит, эшнит, бисмалит, эльсворгит, торит, колумбит, берилл, ксенотим	Пересыщены кремнекислотой, богаты щелочами. Бедны железом, магнием, кальцием, титаном. Часто пересыщены глиноземом. По составу близки аплитовым гранитам и аляскитам	$\frac{61-90}{76}$	$\frac{16-60}{35}$	$\frac{0.8-3.5}{1.8}$	$\frac{0.80-0.93}{0.85}$	Молибденитовая, флюоритовая, вольфрамитовая и висмутовая минерализация в грейзенах и жилах. Слюдяные и керамические пегматиты
Щелочных гранитов и сиенитов	Щелочной гранит (эгириин-арфведсонитовый и эгириин-авгит-феррогастингситовый) и авгит-лепидомелановый гранодиорит	Биотитовый гранит, щелочной граносиенит, порфировидный щелочной гранит, минерализованный гранит	Щелочной сиенит (K-Na и Na), нефелиновый сиенит (мискиит, лаурдалит). Аплит, пегматит (амазонитовый редкоземельный)	Структура гипидноморфнозернистая, гранитная, порфировидная. Текстура линейная или массивная. Линейно ориентированы цветные минералы	Плагиоклаз — альбит, редко альбит-олигоклаз, олигоклаз, андезин; микроклин, микроклин-пертит ($2V = 72-86^\circ$); эгириин ($Ng = 1.787-1.818$, $Nm = 1.774-1.803$, $Np = 1.745-1.763$; $c : Np = 0-7^\circ$); арфведсонит-катофорит ($Ng = 1.704-1.719$, $Np = 1.693-1.710$; $c : Np = 0-11^\circ$, $c : Ng = 0-22^\circ$); феррогастингсит ($Ng = 1.719-1.729$)	Циркон, сфен, магнетит, апатит, флюорит	Иттриалит, шпинель, ортит, сфендерит, эпидот, молибденит, чевкинит, пирротин, астрофиллит, халькопирит, гранат, галенит, ильменит, халькозин, рутил, малахит, нигрин,	Составы от пересыщенных кремнекислотой до недосыщенных. Бедны магнием, кальцием. Богаты железом, титаном. Пересыщены и богаты щелочами	$\frac{75-100}{92}$	$\frac{23-63}{50}$	$\frac{2-32}{6}$	$\frac{0.76-1.30}{1.0}$	Циркониевая и редкоземельная минерализация в зонах контактов и в пегматитах

Формация	Порода			Особенности текстуры и структуры наиболее распространенных разновидностей пород
	наиболее распространенная	менее распространенная	дайки и жильный комплекс	
Интрузивных эндербитов-чарнокитов (Виноградова, 1971, 1972, 1973)	Диорит, гранодиорит и тоналит-эндербитовой серии; гранодиорит чарнокитовой серии, мезо- и лейкократовый гранит	Милонитизированный и катаклазированный чарнокит и порфиroidный гранит, лейкократовый плагио-микроклиновый гранит, гранат-биотитовый гранит с силлиманитом и кордиеритом, грейзенизированный гранит	Аплит, кварц-микроклиновые и кварцевые жилы	Порфиroidная с гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой структурой основной ткани. Текстура трахтоидная или массивная. Отмечаются зоны милонитизации
Анатектит-гранитов и мигматит-гранитов	Биотитовый равномернозернистый и неравномернозернистый гранит, гнейсо-гранит и мигматит-гранит, порфиroidбластический гранит	Аплитовидный, мусковитовый, грейзенизированный гранит. Гиперстеновый гранит и мигматит. Порфиroidбластический сиенит	Аплит, пегматит (редкометалльный, керамический)	Структура неравномернозернистая или гранитная, порфиroidбластическая. Текстура массивная или гнейсовидная
Габбро-диорит-плагиогранит	Кварцевый диорит, амфибол-биотитовый гранодиорит	Плагиогранит, биотит-амфиболовый и амфиболовый гранодиорит	Плагиогранит-аплит	Структура гипидиоморфнозернистая с реликтами габброидной, гранобластовая. Текстура массивная или гнейсовидная

Особенности состава породообразующих минералов	Аксессуары минералы		Особенности химического состава				Металлогенические особенности
	$n > 80\%$	$n < 80\%$	$\frac{Fe^{2+} + Fe^{3+} \cdot 100}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg}$	$\frac{Fe^{2+} \cdot 100}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$	$\frac{FeO}{MgO}$	$\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$	
$Np = 1.695-1.709$, $c : Ng = 12-24$; биотит ($Ng = 1.666-1.682$).		самородное железо, лейкоксен, фергусонит, торит, эвксенит, пирохлор, кианит, монацит, гадолинит, ксенотим, гентгельвин, бритоцит					
Плагиоклаз от альбит-олигоклаза до андезина. Ортоклаз, микроклин, гиперстен ($-2V = 52-58^\circ$; $Ng = 1.712-1.746$, $Np = 1.696-1.709$); диопсид ($Ng = 1.712$, $Np = 1.684$; $c : Ng = 34^\circ$; $2V = +57^\circ$); гастингсит ($Ng = 1.690-1.700$, $Nm = 1.682-1.693$, $Np = 1.671-1.675$); биотит ($Nm = 1.629-1.659$); гранат ($N = 1.766-1.817$)	Пирит, магнетит, ильменит, монацит, апатит, циркон	Молибденит, флюорит, гематит, рутил, анатаз, лейкоксен, ортит, силлиманит, кордиерит, эпидот, ксенотим	Пересыщенные кремнеземом и глиноземом породы с варьирующим содержанием щелочей, магния и железа				Минерализация не выражена. Среди порфиroidных гранитов в тектонической зоне отмечено рудопроявление с рассеянной вкрапленностью графита, пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита, арсенопирита, флюорита, кальцита и марказита
Плагиоклаз — олигоклаз, микроклин ($-2V = 80-86^\circ$); биотит ($Nm = 1.640-1.666$); гиперстен ($Ng = 1.721$, $Nm = 1.717$, $Np = 1.707$; $-2V = 53^\circ$)	Циркон, сфен, эпидот, магнетит, лейкоксен, монацит, апатит, пирит	Ортит, гранат, ильменит, рутил, ниобин, эшнит, торит, титано-ниобаты, ксенотим, флюорит, шпинель, молибденит, сам. железо, кианит, турмалин	$\frac{40-78}{60}$	$\frac{18-27}{22}$	$\frac{0.63-3.1}{1.2}$	$\frac{0.5-0.7}{0.56}$	Редкометалльные пегматиты
Плагиоклаз: олигоклаз, олигоклаз-андезин; биотит ($Nm = 1.640-1.654$); амфибол ($Ng = 1.679$, $Np = 1.652$; $c : Ng = 28-32^\circ$)	Циркон, сфен, эпидот, ортит, магнетит, апатит	Гранат, ильменит, рутил, лейкоксен, флюорит, пирит, пирротин, самородное железо	Состав от недосыщенного кремнекислотой до пересыщенного — промежуточный между кварцевыми диоритами и гранодиоритами				С гранитоидами отсутствует. С габброидами связано титаномагнетитовое оруденение
			$\frac{59-99}{64}$	$\frac{30-88}{40}$	$\frac{0.9-4.0}{1.0}$	$\frac{0.52-0.90}{0.75}$	
			$\frac{50-66}{54}$	$\frac{31-50}{41}$	$\frac{0.7-1.2}{0.8}$	$\frac{0.47-0.70}{0.61}$	

Формация	Порода			Особенности текстуры и структуры наиболее распространенных разновидностей пород
	наиболее распространенная	менее распространенная	дайки и жильный комплекс	
Гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов	Гранодиориты, плагиограниты	Мелкозернистый гранодиорит, тоналит, пироксеновый гнейсо-диорит, диорит, кварцевый диорит, амфиболовый гранодиорит	Эффузивный: гранодиорит-порфир, кварцевый порфир, кварцевый диабаз, дацит, часто преобразованы в гнейсы	Структура гипидиоморфнозернистая, гранобластовая, реликты структур эффузивов. Текстура массивная, чаще гнейсовидная

Примечание. Жирным шрифтом отмечены минералы, содержание которых в породе выше сред

Гранодиорит-тоналит-плагиограниты

Породы этой формации в современном эрозионном срезе обнажены в глыбокоэродированных антиклинорных зонах и блоках. В архее первоначально они, по-видимому, слагали всю территорию Кольского полуострова. Верхний возрастной предел пород формации определяется по залеганию в основании нижнепротерозойских метаморфических серий базальных конгломератов с гальками неизмененных (немикроклинизированных) гранодиоритов, плагиогранитов и диоритов. Петрографически породы формации весьма разнообразны и характеризуются отчетливо выраженной тенденцией изменения состава от более основных (диориты) пород к кислым (плагиограниты). Наиболее широким распространением пользуются гранодиориты и плагиограниты. Совокупность петрологических и петрохимических данных однозначно определяет первичномагматическую природу пород рассматриваемой формации. В то же время установлено бескорневое строение массивов диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. Это — с учетом особенностей взаимоотношений, возраста и состава пород формации — позволяет считать, что гранодиорит-тоналит-плагиогранитная формация архейского геотектонического этапа возникла в процессе формирования материковой земной коры путем многократного извержения, внедрения, повторного переплавления материала первоначально слабодифференцированной по составу наиболее верхней мало-мощной оболочки Земли. Реликтовые участки этой первичной сиалической материковой земной коры с возрастом 3.5—3.3 млрд. лет, с характерным петрографическим комплексом пород «среднего» состава (диориты, гранодиориты, трондземиты, тоналиты, плагиограниты — кантаграниты, по Х. Вяюрюнену, 1959), обладающие типичным серым цветом и обычно гнейсовидной текстурой, распространены не только на Кольском полуострове и на Балтийском щите, но свойственны и другим регионам развития нижнего докембрия (Тугаринов, Войткевич, 1966). От пород формации щелочных гранитов и сиенитов они существенно отличаются возрастом, широким

Особенности состава породообразующих минералов	Акцессорные минералы		Особенности химического состава				Металлогениче- ские особен- ности
	$n > 80\%$	$n < 80\%$	$\frac{(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) \cdot 100}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}}$	$\frac{\text{Fe}^{2+} \cdot 100}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$	$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	
Плагиоклаз-олиго- оклаз, олигоклаз-ан- дезин, андезин. Микро- клин не характерен, распределен неравно- мерно. В гранодио- ритах: биотит ($N_m =$ $= 1.634-1.655$), амфибол ($N_g = 1.687-1.704$, $N_p =$ $= 1.668-1.682$; $c : N_g =$ $= 10-15^\circ$). В аффу- зивах: биотит ($N_g =$ $= 1.665-1.666$), амфибол ($N_g = 1.694-1.704$, $N_m =$ $= 1.678-1.699$, $N_p =$ $= 1.673-1.684$, $c : N_g =$ $= 20-35^\circ$)	Циркон, сфен, эпидот, ортит, магнетит, анатит	Гранат, ильменит, рутил, лейкоксен, монацит, флюорит, пирит, молибденит, пирротин, халькопирит, самородное железо	Слабо пересыщены кремнеки- слотой. Умеренно богаты и бедны щелочами. Натрий преобладает над калием. Наблюдаются диффе- ренциаты от диоритов до плагио- гранитов				Отсутствует
			$\frac{56-80}{62}$	$\frac{15-43}{39}$	$\frac{0.4-3.0}{1.0}$	$\frac{0.52-0.87}{0.66}$	

них значений по В. В. Ляховичу (1963); n — частота встречаемости.

площадным развитием, особенностями состава и металлогении. По химизму они от щелочных гранитов устойчиво отличаются более низким содержанием кремнекислоты и калия, более высоким содержанием глинозема, кальция, магния и натрия, что отражается в составе и содержании породообразующих и акцессорных минералов.

Габбро-диорит-плагиограниты

Интрузии габбро-диорит-плагиогранитного состава приурочены к линейным разрывам вдоль границ троговых подвижных поясов, возникших в раннем протерозое. Эти доскладчатые или раннескладчатые интрузии участвовали в нижнепротерозойской складчатости и испытывали воздействие наложенных процессов нижнепротерозойского кислого магматизма и ультраметаморфизма. По вещественному составу породы формации несколько отличаются от архейских пород формации гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов, вероятно являясь конечными дифференциатами габброидной магмы. В отличие от формации гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов, породы данной формации имеют весьма ограниченное развитие. От щелочных гранитов они также отчетливо отличаются по составу и металлогении. Геологическое положение пород этой формации сходно с геологическим положением нижнепротерозойских габбро-анортозитов, а петрографический их состав указывает на возможность их комагматичности. Относительная роль пород формации габбро-диорит-плагиогранитов на Кольском полуострове невелика и площадь, занятая ими, составляет доли процента от общей площади.

Мигматит-граниты и анатекит-граниты

В кульминационную и заключительную стадии нижнепротерозойской (свекофенской) складчатости (2800—2700 млн лет) огромные массы и площади распространения архейских гранитоидов и метаморфических

пород архея и нижнего протерозоя подверглись ультраметаморфизму, который обусловил появление комплекса разнообразных пород, преимущественно плагиомикроклинового состава. Эти граниты объединены нами в формацию мигматит-гранитов и анатектит-гранитов. В современном эрозионном срезе породы данной формации распространены преимущественно на территории Мурманского блока, Центрально-Кольского антиклинория и на сопряженных с ними участках. На образование мигматит-гранитов в инверсионной период нижнепротерозойской складчатости указывает форма массивов мигматит-гранитов, их согласная с окружающими породами структура, приуроченность к замковым частям крупных складок, четкообразное строение и будинаж мигматитовых прожилков и реликтов вмещающих пород. В этих условиях, способствовавших частичному или полному плавлению субстрата, происходило образование и обособление гомогенных анатектических гранитных магм, размещающихся на месте бывших пород субстрата или имевших ограниченную возможность к дальнейшему перемещению в более высокие структурные зоны, чем зоны развития мигматит-гранитов и перемещенных анатектит-гранитов на позднеинверсионных стадиях тектогенеза. В верхнем структурном этаже перемещенные анатектит-граниты слагают маломощные жильные секущие тела и небольшие массивы, поля пегматитов и аплитов.

Развитие процессов нижнепротерозойского ультраметаморфического гранитообразования, по нашим данным (Батиева, Бельков, 1971б), схематически происходило следующим образом: гнейсы и гранитоиды архея в подвижных поясах по мере накопления нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ погружались и испытывали прогрессивный метаморфизм. В зонах погружения биотитсодержащие породы преобразовывались в гиперстенсодержащие диориты, гранодиориты и гнейсы. Этому способствовали высокие температуры, которые в условиях нижнего протерозоя, по-видимому, преобладали уже на небольшой глубине. Преобразование биотита в гиперстен сопровождалось высвобождением калия, кремнекислоты, воды и глинозема. Высвобожденные высокоэнергезированные растворы, обогащенные летучими компонентами (F, Cl, CO₂), калием и кремнеземом, мигрировали в более высокие зоны, где под их воздействием породы субстрата испытывали кремнекислый и калиевый метасоматоз и ультраметаморфизм. Объем выплавленного при этом материала по отношению к субстрату составлял около 15%. По составу выплавленные породы близки гранитной эвтектике. Породы формации являются глиноземистыми (плюмазитовый ряд) и маложелезистыми, обычно бедны темными и акцессорными минералами, чем резко отличаются от щелочных гранитов.

Лейкократовые граниты и аляскиты

Породы формации лейкократовых гранитов и аляскитов довольно широко распространены на Кольском полуострове, слагают многочисленные массивы, приуроченные обычно к зонам тектонических нарушений в докембрийском фундаменте, оперяющим зоны глубинных разломов.

Геологические взаимоотношения пород этой формации свидетельствуют о более позднем их образовании, чем щелочные граниты, а также о том, что на них не воздействовали складчатые процессы. В хорошем согласии с среднепротерозойском возрастом пород формации находятся данные определения их радиологического возраста — 1860 млн лет (Ветрин, 1971).

Граниты рассматриваемой формации довольно однообразны по составу, но отличаются по сложению и структурам. Для пород фации средних и переходных к большим глубинам типичны лейкократовые, биотитовые,

двуслюдяные и мусковитовые среднезернистые и пегматоидные граниты, аляскиты, гранит-пегматиты и пегматиты. Для субвулканических фаций наиболее характерны лейкократовые мелкозернистые, среднезернистые граниты, апограниты и аплиты. Состав гранитов близок эвтектическому и сходен с составом анатектит-гранитов нижнего протерозоя, от которых они несколько отличаются более высоким содержанием кварца, более кислым плагиоклазом и еще более низким содержанием темноцветных минералов.

Среди аксессуарных минералов в них относительно понижено содержание циркона и эпидота, почти отсутствует сфен. В глубинных фациях мало магнетита, но зато резко возрастает содержание граната.

Способ и физико-химические условия образования нижнепротерозойских анатектит-гранитов и среднепротерозойских пород формации лейкократовых гранитов и аляскитов, вероятно, очень близки. Разница заключается в том, что для нижнепротерозойских анатектит-гранитов характерно широкое региональное развитие и процессы образования анатектических и палингенных магм захватили огромные площади и массы пород в глубинных зонах, в то время как процессы анатексиса и палингенеза в среднем протерозое были локализованы в пределах зон глубинных тектонических нарушений.

От щелочных гранитоидов лейкократовые граниты и аляскиты, как и анатектит-граниты, отличаются резко пониженным содержанием фемических минералов, бедностью аксессуарной минерализации. В то же время пространственно щелочные гранитоиды часто сопровождаются гранитоидами этой формации, что позволяет высказать предположение о возможной парагенетической связи процессов палингенеза с интрузиями щелочных гранитоидов. Ранее нами высказывалось предположение о принадлежности лейкократовых гранитоидов к поздним фазам интрузий щелочных гранитов (Батиева, 1958а). Позднее, после детального изучения минерального состава пород лейкократовые граниты, резко отличные по составу и металлогенической специализации от щелочных гранитоидов, были выделены в самостоятельную формацию (Батиева, Бельков, 1968а).

В то же время А. А. Чумаков (1958) пришел к выводу об анатектической природе самих щелочных гранитов и образовании их за счет плавления микроколиновых гранитов или гнейсов лебяжинской серии. Как уже указывалось выше, коровые анатектические и палингенные граниты Кольского полуострова и других докембрийских регионов, как правило, представляют собой пересыщенные глиноземом породы, бедные железом и магнием, что отчетливо отражается в их минеральном составе. Они обычно бедны аксессуарными и темноцветными минералами, главным из которых является маложелезистый биотит.

В. Р. Ветриним (1972) в районе нижнего течения р. Поной были изучены анатектические граниты, образовавшиеся за счет плавления гнейсов тундровой (нижнепротерозойской) серии (табл. 39). Они отличаются от щелочных гранитов резкой обедненностью железом и обогащенностью глиноземом, малым содержанием темноцветных и аксессуарных минералов из группы редких и обогащенностью магнетитом и эпидотом, что также характерно для коровых анатектических гранитов (Батиева, Бельков, 1968а).

Для палингенных (водонасыщенных) магм Д. С. Штейнберг и др. (1971) считают характерным устойчивый состав, пересыщенность глиноземом, близкие соотношения К и Na, низкое содержание железа, отсутствие четко выраженной дифференцированности. Большинство этих критериев неприменимо к щелочным гранитам, но полностью соответствует природе палингенных и анатектических гранитов Кольского полуострова.

Г. М. Саранчина (1972) для палингенных гранитов Приладожья характерной особенностью считает отсутствие эндо- и экзоконтактных измене-

Средние данные минерального и химического состава анатектических гранитов по гнейсам тулдровой серии и щелочных гранитов

Компоненты	Мигматит-граниты (4)	Анатектит-граниты		Щелочные граниты (средние данные для эгирин-арфведсонитовых гранитов) (66)
		не перемещенные (7)	перемещенные (5)	
Породообразующие минералы, вес. %				
Кварц	33.2	32.0	40.1	31.6
Микроклин	27.3	32.4	32.8	28.0
Плагиоклаз	35.8	32.6	26.0	31.2
Биотит	3.3	1.5	0.5	0.3
Амфибол	< 0.1	—	< 0.1	—
Арфведсонит	—	—	—	4.5
Эгирин	—	—	—	2.3
Энигматит	—	—	—	0.4
Мусковит	< 0.1	0.2	< 0.1	—
Хлорит	< 0.1	0.3	0.1	—
Акцессорные минералы, г/т				
Циркон	69	463	303	1600
Сфен	2105	170	4	907
Магнетит	3894	4059	262	7193
Гематит	1082	2751	1716	} 124
Лимонит	163	16	250	
Пирит	69	10	39	3
Эпидот	2365	173	80	4
Ортит	23	+	131	1
Апатит	365	705	70	197
Гранат	—	+	2	3
Флюрит	5	14	—	568
Турмалин	—	—	66	—
Молибденит	14	+	—	+
Торит	+	+	—	8
Окислы, вес. %				
S_2O_2	73.30	73.16	74.98	74.05
T_2O_2	0.21	0.20	0.10	0.33
Al_2O_3	13.95	14.02	13.61	11.18
Fe_2O_3	0.73	0.89	0.58	2.43
FeO	0.81	1.05	0.66	1.93
MnO	0.02	0.03	0.02	0.06
MgO	0.43	0.57	0.32	0.07
CaO	1.11	1.29	1.09	0.47
Na_2O	3.64	3.74	3.57	4.04
K_2O	4.85	4.28	4.70	4.72

Примечание. В щелочных гранитах, кроме того, определены (г/т): чевкинит — 89, астрофиллит — 347, ильменит — 1977, рутил — 2, лейкоксен — 90, эвксенит — 17, монацит — 105, бритоилит — 30, бастнезит — 11.

ний, что связывает с близостью вещественного состава гранитов и гнейсов и отсутствием при образовании гранитов по гнейсам температурного градиента.

Для интрузий щелочных гранитов, как было показано выше, всюду, где позволяет обнаженность, наблюдаются лейкократовые эндоконтактные граниты и более или менее мощные зоны экзоконтактовых изменений вмещающих пород.

Главным доводом против образования щелочных гранитов за счет плавления гранитного или гнейсового субстрата является их состав — обогащение их цветными и акцессорными минералами, так как выше было показано, что при плавлении гнейсов образуются эвтектоидные вы-

плавки, бедные цветными и аксессуарными минералами. Тем не менее нами не отвергается возможная парагенетическая связь среднепротерозойских коровых лейкократовых гранитов и аляскистов с формацией щелочных гранитов. Часто наблюдаемая сопряженность нахождения пород этих формаций и несколько более молодой возраст лейкократовых гранитов позволяет предполагать возможность палингенного плавления и образования части лейкократовых гранитов — аляскистов под влиянием тепла и летучих магмы щелочных гранитоидов, что не исключает возможности самостоятельного образования лейкократовых гранитов за счет других источников тепла и энергизированных растворов.

Интрузивные эндербиты-чарнокиты

Породы данной формации, выделенные на Кольском полуострове Г. В. Виноградовой (1971, 1972, 1973), имеют ограниченное распространение (900 км²) и слагают Умбинский многофазный pluton, располагающийся в пределах активной тектонической зоны, разделяющей структуры Кольского и Беломорского блоков.

Петрографический состав пород меняется от диоритов до гранитов. В пределах формации выделяется три гранитоидных серии, внедрявшиеся последовательно: диориты, гранодиориты и тоналиты эндербитовой серии (I); диориты и гранодиориты чарнокитовой серии (II) и порфиридные граниты (III). Интрузивные серии завершаются маломощными секущими телами лейкократовых гранатсодержащих гранитов.

Умбинский pluton находится в одной тектонической зоне с Канозерским массивом щелочных гранитов и имеет близкий с ними радиологический возраст 2000 ± 100 млн лет.

Образование пород формации Г. В. Виноградова (1971, 1973) связывает с дифференциацией подкоровых магм андезитового состава, недосыщенных водой. Насыщение водой происходило при перемещении магмы в зону малых давлений и кристаллизации, без выделения воды из расплава.

Согласно Г. В. Виноградовой, кристаллизация пород гранитного ряда происходила в два этапа: в глубинном очаге и в интрузивной камере. Парагенезис ортоклаз-гиперстен при снижении температуры и повышении потенциала воды сменялся парагенезисом ортоклаз-биотит.

Ориентировочный расчет остаточного расплава в эндербитах после выделения минералов первой генерации, по данным Г. В. Виноградовой, близок к щелочным граносиенитам и приконтактным разновидностям щелочных гранитов. Предполагается, что в условиях фракционирования твердых и жидких фаз в глубинном магматическом очаге из магмы, родоначальной для эндербита, могут генерироваться щелочногранитные расплавы. В качестве конечных продуктов фракционной кристаллизации чарнокитов возможно появление биотитовых и гранат-биотитовых гранитов.

Сравнение пород формации интрузивных эндербитов-чарнокитов с щелочными гранитами (по средним данным) указывает на их различия. В то же время при сопоставлении отдельных разновидностей пород этих формаций обнаруживается значительное сходство состава эндербитов с порфиридными авгит-ленидомелановыми гранодиоритами Кюютынгского массива, состав которых нами предполагается наиболее близким составу родоначальной магмы, давшей все разнообразие пород щелочногранитного ряда.

Гранодиорит-граниты (порфиридные граниты)

На Кольском полуострове, в его северо-западной части, интрузии данной формации приурочены к меридиальной зоне посторогенного Урагубского разлома, в которой они образуют цепочку массивов общей площадью

около 900 км². Массивы представляют собой дифференцированные тела штокообразной, кольцеобразной и гарполитообразной формы. Возраст пород этой формации определен равным 1755 ± 30 млн лет и близок возрасту формации щелочных гранитов.

Интрузии многофазные и образуют серию пород от кварцевых диоритов, монцодиоритов, гранодиоритов, граносиенитов до гранитов, аплитов и пегматитов. Наиболее распространены порфириовидные граниты с нормальным для гранитов соотношением лейкократовых минералов, невысоким содержанием биотита (5—9%), низкой железистостью и отношением Na к K, близким единице. Калишпат представлен высокоупорядоченным микроклином. Как и щелочные граниты, они обогащены цирконом, ортитом, ильменитом, апатитом, сфеном, магнетитом, флюоритом, пиритом.

Представление о генезисе гранитоидов данной формации неоднозначно (Полканов, 1935; Виноградов, 1968; Левковский, 1970). По совокупности имеющихся данных мы склоняемся к представлению о глубинном подкоровом происхождении магм, на что указывают приуроченность их к глубинному разлому, существенные отличия геохимической и металлогенической специализации от близких по времени среднепротерозойских палингенных и анатектических гранитов, дифференцированность и многофазность интрузий.

Отличие щелочных гранитоидов от гранитоидов других формаций

Обратимся к химизму рассматриваемых гранитоидных формаций. Сравнивая составы гранитоидов (табл. 40), легко выделить все анатектические и палингенные граниты, характеризующиеся низким содержанием железа, TiO₂, MnO, MgO и высоким содержанием SiO₂.

Щелочные граниты отличаются от других гранитоидов прежде всего пониженным содержанием глинозема. От порфириовидных гранитов, чарнокитов, эндербитов, гранодиоритов и плагιοгранитов они отличаются также более низким содержанием MgO, CaO и более высоким содержанием SiO₂. По содержанию SiO₂, CaO, MgO щелочные граниты относительно близки к анатектическим гранитам, лейкократовым гранитам и аляскинтам, но резко отличаются от последних более высоким содержанием железа, титана и марганца. По содержанию и соотношению щелочей в средних составах пород выделяются только гранодиориты, тоналиты и плагιοграниты более низким содержанием K₂O и более высоким содержанием Na₂O.

Граниты, являющиеся дифференциатами глубинных подкоровых магм, и первичнокоровые гранодиориты-плагιοграниты отличаются от коровых анатектических и палингенных гранитов наличием (набором) серий пород, образующих закономерные ряды дифференциации от более основных к кислым, а для формации щелочных гранитоидов, кроме того, гранитная серия может дополняться серией щелочных пород (рис. 57). В этих сериях отчетливо проявлена тенденция уменьшения содержания Al₂O₃, MgO и CaO с увеличением содержания SiO₂, что характерно для магматической дифференциации. Содержание K к кислым членам ряда несколько возрастает, а содержание Na обычно сохраняется или снижается.

Сравнение распределения редких и рассеянных элементов в породах гранитоидных формаций Кольского полуострова, выполненное нами ранее (Батиева и др., 1972), показало, что геохимические особенности щелочных гранитов (рис. 58) сопоставимы с формациями эндербитов-чарнокитов и гранодиорит-гранитов и резко отличаются от гранитов производных коровых магм (формации анатектит-гранитов—мигматит-гранитов и лейкократовых гранитов-аляскинтов). В отличие от коровых (палингенных

Средний химический состав гранитоидов Кольского полуострова

Компоненты	Гранодиорит-тоналит-плагиогранит		Габбро-диорит-плагиогранит		Анатектит-гранит и мигматит-гранит		Лейкократовый гранит-аляскит		Эндербит-чарнокит						Гранодиорит-гранит		Щелочной гранит и сиенит				
	X (56)	S	X (8)	S	X (195)	S	X (15)	S	эндербит		чарнокит		порфириовидный гранит		X (39)	S	X (40)	S	X (88)	S	
									X (11)	S	X (10)	S	X (11)	S							

Содержание, в вес. %

SiO ₂	69.38	2.89	66.65	5.28	72.48	3.92	74.44	0.85	62.25	3.76	62.20	1.74	71.41	1.75	65.18	2.24	71.29	1.43	73.24	2.76
TiO ₂	0.42	0.3	0.46	0.26	0.27	0.24	0.10	0.05	1.00	0.32	1.07	0.16	0.34	0.08	0.78	0.61	0.41	0.11	0.38	0.19
Al ₂ O ₃	15.22	1.21	15.38	1.13	14.07	1.47	13.83	0.49	16.55	1.44	15.56	0.43	13.86	0.79	15.48	1.29	13.79	0.34	11.64	1.34
Fe ₂ O ₃	1.38	1.19	1.67	0.67	0.94	0.62	0.48	0.29	1.20	0.95	1.41	0.50	0.89	0.45	1.27	0.81	1.55	0.43	2.28	1.25
FeO	2.03	1.22	2.47	1.26	1.29	0.97	0.71	0.19	4.60	1.46	5.86	1.24	2.22	0.52	4.07	1.33	1.28	0.42	2.07	1.01
MnO	0.06	0.03	0.06	0.04	0.02	—	0.03	0.01	0.07	0.02	0.10	0.02	0.05	0.03	0.07	0.03	0.04	0.01	0.067	0.034
MgO	1.12	0.83	1.84	1.11	0.71	0.84	0.21	0.10	2.84	0.74	1.93	0.29	0.89	0.33	1.91	0.98	0.66	0.22	0.19	0.30
CaO	2.99	0.95	4.03	1.58	1.79	1.17	1.02	0.18	4.32	0.51	3.68	0.53	1.53	0.48	3.22	1.15	1.32	0.39	0.83	0.82
Na ₂ O	4.56	0.60	4.52	0.48	3.85	0.85	4.41	0.30	3.36	0.23	2.87	0.33	2.82	0.29	3.04	0.67	3.65	0.22	3.99	0.89
K ₂ O	2.28	0.99	1.93	0.54	3.89	1.48	4.14	0.46	2.53	0.55	3.16	0.43	4.85	0.66	3.52	1.03	4.84	0.38	4.62	0.48

Числовые характеристики по Заварицкому

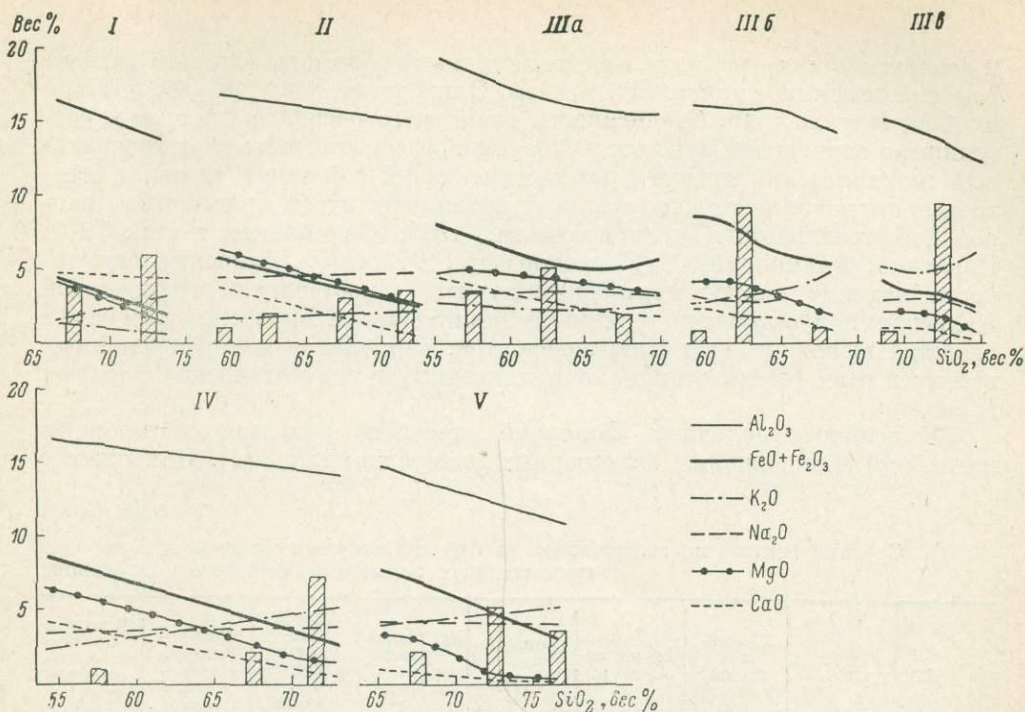
a	13.2	12.7	13.7	15.2	11.2	11.2	12.92	11.6	14.6	14.9
c	3.4	3.9	2.2	1.2	5.3	4.6	1.86	3.9	1.6	0.0
b	5.3	7.9	3.5	1.6	11.1	11.3	5.86	9.6	3.8	5.1
s	78.1	75.5	80.6	82.0	72.4	72.9	79.36	74.9	80.0	80.0
f'	60.3	49.0	56.6	64.0	50.2	62.36	50.0	52.5	66.7	74.4
m'	35.9	39.2	32.1	20.0	43.5	29.0	25.0	33.3	29.8	6.4

Таблица 40 (продолжение)

Компоненты	Гранодиорит-тоналит-плагиогранит		Габбро-диорит-плагиогранит		Анатектит-гранит и магматит-гранит		Лейкократовый гранит-аляскит		Эндербит-чарнокит						Гранодиорит-гранит		Щелочной гранит и сиенит				
	\bar{X} (56)	S	\bar{X} (8)	S	\bar{X} (195)	S	\bar{X} (15)	S	эндербит		чарнокит		порфиroidный гранит		\bar{X} (39)	S	\bar{X} (10)	S	\bar{X} (88)	S	
									\bar{X} (11)	S	\bar{X} (10)	S	\bar{X} (11)	S							
c'	3.8		11.8		—		—		—		—		—		—		—		—		19.2
a'	—		—		11.3		16.0		6.3		8.64		25.0		14.2		3.5		—		—
n	75.5		78.4		60.2		61.7		66.7		57.5		47.0		56.5		53.3		57.0		57.0
φ	23.1		18.8		22.6		24.0		10.0		11.1		13.6		11.3		31.4		14.0		14.0
t	0.43		0.53		0.33		0.08		1.3		1.3		0.3		0.9		0.4		0.4		0.4
Q	26.4		17.7		31.6		32.7		6.1		18.8		31.02		22.7		29.2		30.2		30.2
$a:c$	3.9		3.2		6.2		12.7		2.1		2.4		7.0		3.0		9		∞		∞

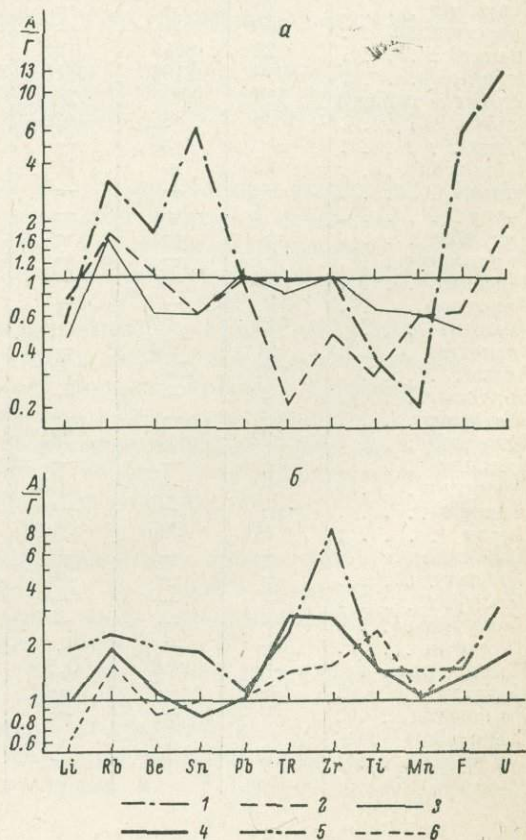
Коэффициенты

$\frac{\sum Fe \cdot 100}{\sum Fe + Mg}$	62.2	54	63.8	76.2	53.3	68.0	66.2	60.8	76.4	92.0
$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$	39.1	41	40	37.5	20.0	18.0	27.9	21.9	65.4	50.0
FeO : MgO	1	0.8	1.06	1.8	0.9	1.7	1.4	1.2	1.1	6.0
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0.66	0.61	0.75	0.85	0.49	0.52	0.71	0.56	0.81	1.0
$Al_2O_3 - (2CaO + K_2O + Na_2O)$	-6	-30	+4	+4	+8	+10	+26	+20	+4	-28
$\frac{K}{K + Na}$	0.24	0.22	0.40	0.38	0.34	0.43	0.53	0.44	0.46	0.43



Р и с. 57. Вариационные диаграммы химических составов пород гранитоидных формаций.

I — гранодиорит-тоналит-плаггиогранит; II — габбро-диорит-плаггиогранит; III — эндербит-чарнокит: а — эндербит, б — чарнокит, в — порфиридный гранит; IV — гранодиорит-гранит; V — щелочной гранит и сиенит. Столбиками показано число анализов (приведенное к 100%), приходящихся на 5%-й интервал содержания SiO_2 .



Р и с. 58. Распределение редких и рассеянных элементов в гранитоидах Кольского полуострова.

а — производные внутрикоровых магм; б — производные подкоровых магм; 1 — лейкократовые граниты-аляскисты (фашия малых глубин); 2 — то же, фашия средних и больших глубин; 3 — мигматит-граниты и анатектит-граниты; 4 — гранодиорит-граниты; 5 — щелочные граниты и сиениты; 6 — эндербиты-чарнокиты. А — содержание элемента в породах формации гранодиорит-тоналит-плаггиогранитов (приняты за единицу).

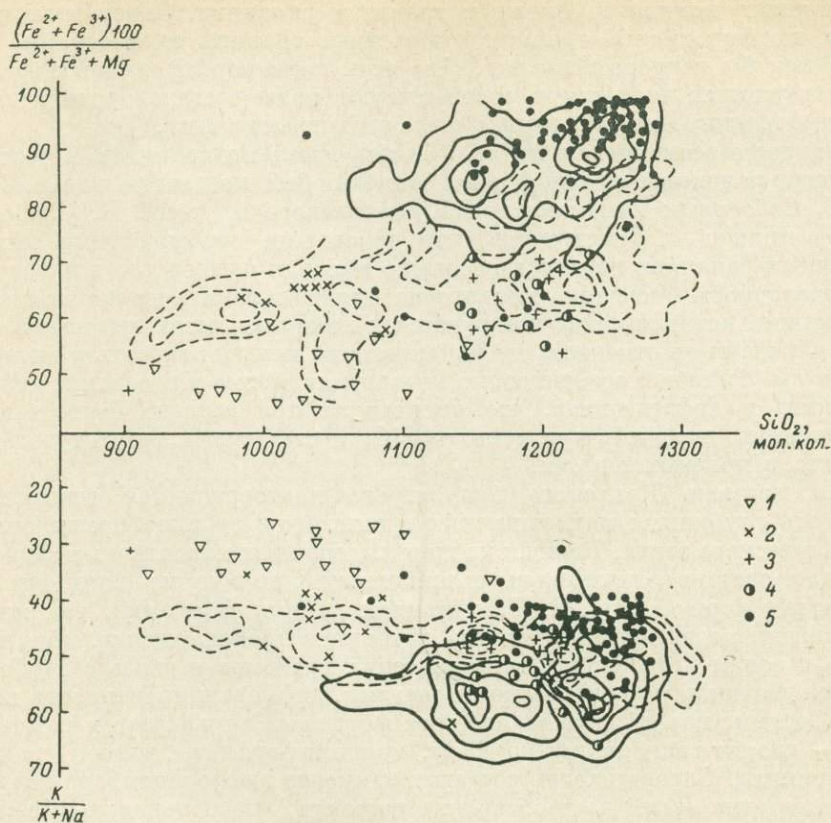
и анатектических) гранитов, щелочные граниты обогащены фтором, литием, редкими землями, цирконием, титаном. В них также повышено содержание ниобия, тантала и др. Обедненность гранитного расплава редкими и рассеянными элементами рядом исследователей рассматривается как генеральный геохимический признак, резко отличающий коровые граниты от остаточных анхизотектических расплавов, возникших путем кристаллизационной дифференциации (Тугаринов и др., 1963; Овчинников и др., 1970; Павленко, Филиппов, 1971; Павленко и др., 1972, и др.). Данная закономерность находит полное подтверждение при сопоставлении гранитоидов Кольского полуострова по геохимическим признакам, определяющим черты сходства щелочных гранитов, эндербитов, чарнокитов и порфиридных гранитов и их резкое отличие от палингенных и анатектических коровых гранитов.

Гранитоиды различных формаций отчетливо различаются также и по набору и содержанию акцессорных минералов (табл. 41). Наибольшее

Таблица 41

Средние данные по содержанию (в г/т) акцессорных минералов в породах гранитоидных формаций Кольского полуострова

Минерал	Щелочной гранит и сиенит (90)	Чарнокит-эндербит (13)	Гранодиорит-гранит (11)	Лейкокрастовый гранит-алясит (13)	Анатектит-гранит и магматит-гранит (15)	Габбродиорит-плагиогранит (8)	Гранодиорит-тоналит-плагиогранит (28)
Циркон	1400	473	340	16	151	166	174
Сфен	1131	—	2055	7	39	3373	2185
Энидот	33	657	1300	248	2917	1700	6090
Ортит	65	0.2	341	+	19	63	44
Чевкинит	70	—	—	—	—	—	—
Астрофиллит	268	—	—	—	—	—	—
Гранат	26	8615	0.8	624	17	+	26
Магнетит	8019	2496	9410	336	2753	2215	1613
Марит и гематит	101	400	260	80	44	—	15
Ильменит	1836	856	822	20	247	+	62
Рутил	+	0.4	—	—	27	+	14
Лейкоксен	15	+	160	1	41	+	30
Эшенит	—	—	—	+	—	—	—
Торит	6	—	—	+	+	—	—
Колумбит	—	—	—	+	+	—	—
Фергусонит	+	—	—	—	—	—	—
Эвксенит	13	—	—	—	—	—	—
Пирохлор	+	—	—	—	—	—	—
Монацит	85	37	3	24	27	—	5
Ксенотим	+	52	—	1	+	—	—
Апатит	380	2377	1085	14	354	1617	1051
Бритолит	23	—	—	—	—	—	—
Бастнезит	+	—	+	—	—	—	—
Флюорит	522	1.8	284	20	7	+	3
Кальцит	+	—	—	—	—	—	—
Турмалин	—	—	3	+	+	—	—
Шпинель	+	—	—	—	—	—	—
Пирит	17	535	344	1	34	190	79
Халькопирит	+	—	+	—	—	—	+
Галенит	+	—	—	—	—	—	—
Сфалерит	+	—	—	—	—	—	—
Висмутин	+	—	—	—	—	—	—
Пирротин	+	—	0.3	—	—	19	8
Молибденит	+	0.6	5.5	+	+	—	+
Малахит	+	—	—	—	—	—	—
Халькозин	+	—	—	—	—	—	—
Самородное железо	+	—	—	—	+	+	+



Р и с. 59. Сопоставление субплатформенных и платформенных гранитоидов Балтийского щита.

Гранитоиды Кольского полуострова: 1 — эндербиты; 2 — чарнокиты; 3 — порфиоровидные граниты Умбинского комплекса; 4 — порфиоровидные граниты северо-западной части Кольского полуострова; 5 — щелочные гранитоиды. Поля гранитов-рапакиви (сплошные линии) и порфиоровидных гранитоидов (пунктирные линии) по Д. А. Великославинскому (1973).

разнообразие аксессуарных минералов и их повышенные содержания свойственны гранитоидам формации щелочных гранитов и сиенитов.

Коровые граниты отличаются резко пониженным суммарным содержанием аксессуарных минералов и преобладанием среди них эпидота и магнетита.

Таким образом, в сравнении с гранитоидами других формаций Кольского полуострова щелочные гранитоиды имеют свои характерные особенности, резко отличающие их как от первичнокоровых гранитов архея, так и от палингенных и анатектических гранитов нижнего и среднего протерозоя. В то же время они несут определенные черты сходства как по геологическому положению, так и составу с среднепротерозойскими субплатформенными гранитами формации эндербитов-чарнокитов и гранодиорит-гранитов.

Показательной и интересной для корреляции гранитоидных формаций является диаграмма, предложенная Д. А. Великославинским (1973) и использованная им для сопоставления субиотнийских рапакиви и рапакивиобразных гранитов Балтийского щита (рис. 59).

На этой диаграмме щелочные граниты Кольского полуострова обнаруживают аналогию с гранитами рапакиви, хотя часть точек щелочных гранитов ложится в поле порфиоровидных гранитов и интрузивных чарнокитов. По соотношению щелочей щелочные граниты ближе породам формации гранодиорит-гранитов, в то время как порфиоровидные граниты

Умбинского комплекса ближе к гранитам рапакиви. Эндербиты, чарнокиты, порфириовидные граниты и щелочные граниты на диаграмме образуют как бы непрерывный ряд. При этом поля порфириовидных гранитов и интрузивных чарнокитов соответствуют полю составов родоначальной (недифференцированной) магмы щелочных гранитоидов.

Вопрос о возможном родстве субплатформенных гранитов, в частности гранитов рапакиви, с щелочными гранитами был поставлен еще в 1947 г. В. С. Соболевым при изучении Коростенского плутона. В. С. Соболев (1947) пришел к заключению, что основными особенностями химизма типичных рапакиви является необычно высокая железистость и повышенная щелочность; особенно характерна для рапакиви высокая концентрация калия, которая резко понижается к концу процесса кристаллизации. В то же время он отмечает, что рапакиви еще нельзя относить к щелочным гранитам, основной особенностью которых является образование эгирина, рибекита и арфведсонита, что происходит при гораздо более высоких потенциалах щелочей, при избытке SiO_2 и отсутствии аюритового компонента в полевых шпатах.

На примере Кольского полуострова подтверждается генетическая близость глубинных магматических гранитоидов субплатформенного геотектонического этапа. Каждая из трех выделенных характерных формаций обладает своими отличительными признаками, но в то же время они обнаруживают черты сходства. Гранитоидам данных формаций, так же как и гранитам рапакиви, свойственны глубинное происхождение, приуроченность к зонам крупнейших тектонических разломов и связь с глубокими промежуточными магматическими очагами, дифференцированность интрузий. Составы пород рассматриваемых формаций варьируют в рамках серий — диорит-гранодиорит-граниты, монцонит-граниты, сиенит-граносиенит-граниты. Сопоставление составов наименее дифференцированных гранитоидов этих серий дает основание полагать, что родоначальные магмы для щелочных гранитов, порфириовидных гранитов и гранитов рапакиви могут быть сходными. На процессы дифференциации родоначальных магм и образование той или иной серии пород, по-видимому, большое влияние оказывает тектоническая обстановка. Как было показано выше, условием образования собственно щелочных (эгирин-арфведсонитовых) гранитов является наличие периода длительного покоя, необходимого для осуществления наиболее полной дифференциации магмы. Более детальное выяснение условий генерации и дифференциации магм этих родственных гранитоидных формаций требует осуществления дальнейших как петрологических, так и экспериментальных исследований.

ОБЩЕЕ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И МИРА

Разнообразная информация о щелочных гранитах содержится в многочисленных публикациях по отдельным регионам и немногих обобщающих работах О. А. Воробьевой (1960, 1963, 1969), Ф. Р. Апельцина, Е. А. Нечаевой, Ю. М. Шейнманна (1960), Ю. М. Шейнманна, Ф. Р. Апельцина, Е. А. Нечаевой (1961), М. V. N. Murthy, P. K. Venkataraman (1964), Л. С. Бородина, Е. А. Нечаевой, А. А. Ганзеева, Е. Д. Осокина (1970), Л. С. Бородина, Е. Д. Осокина, А. А. Ганзеева (1971), А. И. Тугаринова, В. И. Коваленко (1973), В. В. Архангельской (1974) и др. На карте магматических формаций СССР (1971) выделена формация щелочных гранитов и сиенитов, проявившаяся в конце консолидационной стадии развития складчатых областей или во время постконсолидационной активизации.

Мы попытались кратко обобщить имеющийся материал, характеризующий щелочные граниты не только на территории Советского Союза, но и в ряде других регионов, для выяснения отличительных особенностей щелочных гранитоидов Кольского полуострова и установления главных признаков, свойственных формации щелочных гранитов и сиенитов в целом. Это обобщение не претендует на полноту использования всех литературных источников, тем более, что они весьма разнообразны по своей значимости. Но большинство крупных проявлений щелочногранитного магматизма было включено в сферу нашего внимания. С этой целью составлена карта-схема размещения крупнейших щелочногранитных интрузий мира (рис. 60) и собраны данные, характеризующие геологические, петрографические и металлогенические особенности рассматриваемых объектов (табл. 42).

Анализ приведенных материалов показывает, что, как и на Кольском полуострове, в других регионах щелочные граниты контролируются тектоническими разломами, связанными с блоковыми радиальными и тангенциальными перемещениями земной коры и оперяющими разломами следующих порядков. Преобладающим типом интрузий щелочных гранитов и сиенитов являются крупные и более мелкие дайки, пологие пластинообразные тела, штоки, кольцевые и т. п. интрузии центрального типа, нередко многофазные. Возраст интрузий щелочных гранитов находится в пределах от протерозоя до кайнозоя. Как правило, интрузии щелочных гранитов появляются на завершающих этапах тектогенеза: карельского, байкальского, каледонского, герцинского и альпийского.

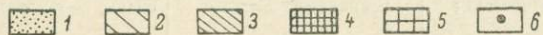
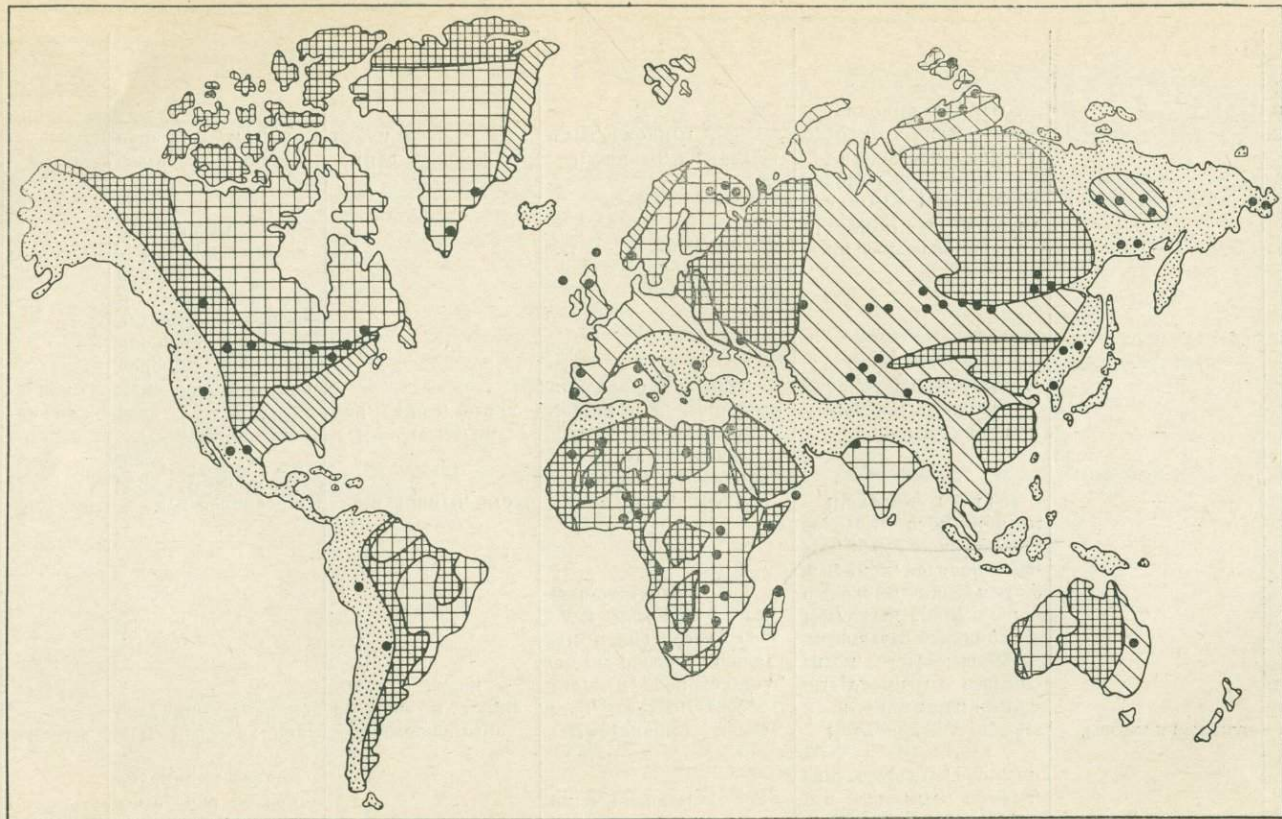
Докембрийские щелочные граниты известны, кроме Кольского полуострова, в Приазовье, Центральной Сахаре и Алжире, Гренландии, Канаде, Индии, на юге Сибирской платформы. Все они приурочены к докембрийским выступам и краевым частям Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской, Индийской платформ. Палеозойские (каледонские) интрузии щелочных гранитов известны в Западной и Центральной Африке, в Северной Америке, Саянах, Восточной Туве, Салаир-

Регион	Радиологический возраст (млн лет)	Структурно-тектоническое положение	Форма массивов	Ассоциации магматических пород	Разновидности щелочных гранитоидов	Металлогения	Источник
Кольский полуостров	1800—2000	В зонах глубоких и оперяющих разломов	Пластинообразные, лакколитообразные межформационные тела, кольцевые дайки, штоки	Эффузивы и мадранварзуской серии, основные и ультраосновные дифференцированные интрузии, породы габбро-щелочной формации, сиениты, нефелиновые сиениты	Авгит-лепидомелановые гранодиориты, лепидомелан-феррогастингситовые граниты, эгирин-арфведсонитовые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты, энigmatитовые граниты, лепидомелановые граниты	Редкоземельная, циркониевая	Данные автора
Приазовье	1900	В зонах разломов	Многофазные интрузии трещинного типа		Диаллаговые, биотит-амфиболовые, щелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, кварцевые монзониты, трахиты	Циркониевая, редкометалльная	Розанов, Минеев, 1973
Зап. Африка (Центр. Сахара, Алжир, Марокко)	1938±40	В разрывах, блоках проседания, кольцевых трещинах	Дискордантные кольцевые интрузии, штоки, дайки	Риолиты	Эгириновые, рибекитовые, рибекит-эгириновые и биотитовые граниты	Редкоземельная, ниобиевая, оловянная	Furon, 1963; Marmo, 1955; Tixeront, 1971
Гренландия	1070—1590	В зонах разломов (гардарских)	Штокообразные, центральные интрузии, дайки	Анортозиты, габбро, нефелиновые сиениты	Сиениты, щелочные граниты, нордмаркиты с эгирин-авгитом, натровым амфиболом и фойлитом. Энigmatитсодержащие граниты	Месторождения криолита, тория, урана	Бертельсен, Нью-Йорк, 1968
Канада	900—1100	В зонах разломов	Дайки, штоки и дискордантные массивы	Кислые и средние вулканиты, анортозиты и нефелиновые сиениты	Сиениты, гранито-гнейсы, сиенит-порфировые гнейсы (первично-гнейсовая фация)	Урановая (уранит, торит, ураноторит)	Saha, 1859; Уилсон, 1968
Индия	735 ± 5	Посттектонические, в зонах разломов	Дискордантные массивы, кольцевые структуры	Вулканиты, близповерхностные риолиты, кератофирры, рибекитовые и эгиреновые риолиты, сферолитовые риолиты, близкие комментам и пантеллеритам	Рибекитовые граниты, эгириновые граниты и гнейсо-граниты		Murthy, Venkataraman, 1964
Западная и Центральная Африка	435—550 *	В тектонических зонах и разломах, в зонах тектонической активизации	Дискордантные интрузии, секущие структуры вмещающих пород. Кольцевые интрузии, дайки	Риолиты, комменты, пантеллериты, кислые граниты, биотитовые и амфибол-фаялитовые граниты и щелочные породы и щелочные вулканиты	Биотитовые, рибекит-биотитовые граниты, кварцевые порфиры, рибекит-эгириновые граниты, амфибол-фаялитовые гранит-порфиры	Оловянная, редкометалльная (ниобиевая) связана с грейзенами; вольфрамовая, редкоземельная, литий, уран-ториевая	Дю-Тойт, 1957; Schürman, 1958; Said, 1962; Северов, 1960; Колотухина и др., 1964; Murthy, Venkataraman, 1964; Тугаринов, Коваленко, 1973
Северная Америка	Девон	Постскладчатые	Кольцевые дайки и штоки небольших размеров	Вулканогенные породы: риолиты, андезиты, базальты	Щелочные граниты, биотитовые граниты, сиениты, кварцевые сиениты		Greenwood, 1951; Toulmin, 1957, 1960; Тернер, Ферхуген, 1961
Саяны	375—400	Вдоль глубинного разлома	Межформационное тело типа лакколита	Аляскиты, лейкократовые граниты и граносиениты	Геденбергитовые сиениты, амфиболовые сиениты, порфировидные сиениты, сиенито-диориты, эгирин-диопсидовые сиениты, амфиболовые, эгириновые граниты и граносиениты	Редкоземельная, редкометалльная	Коваленко, 1964; Морозов, 1967
Восточная Тува	337—543	В зонах региональных разломов	Дискордантные тела средних размеров. Дайки, жилы и штоки	Сопровождаются сиенитами и нефелиновыми сиенитами	Пироксен-рогообманковые граниты-эгериты, кварцевые нордмаркиты. Биотит-пироксеновые граниты-грозидиты, кварцевые лаврициты. Отмечаются фельзитовые разновидности до эгириновых риолитов	Редкоземельная	Кудрин, Кудрина, 1960; Кудрина, 1962; Павленко, 1963а, 1963б; Коваленко и др. 1965; Коваленко, Пополитов, 1970; Павленко, Выховер, 1971
Салаирский хребет	400	В зоне разлома, окаймляющего с юго-запада Сибирскую платформу	Небольшие тела, внедрившиеся по разлому. Штоки, дайки	Плагииграниты, габбродиориты, сиениты, щелочные сиениты, маломощные пачки туфов кератофирров	Субщелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, альбититы	Ниобиевая, танталовая	Кузьменко, Акелин, 1965

* По последним данным (Тугаринов, Коваленко, 1973), для щелочных гранитов Нигерии приводится возраст около 170 млн лет.

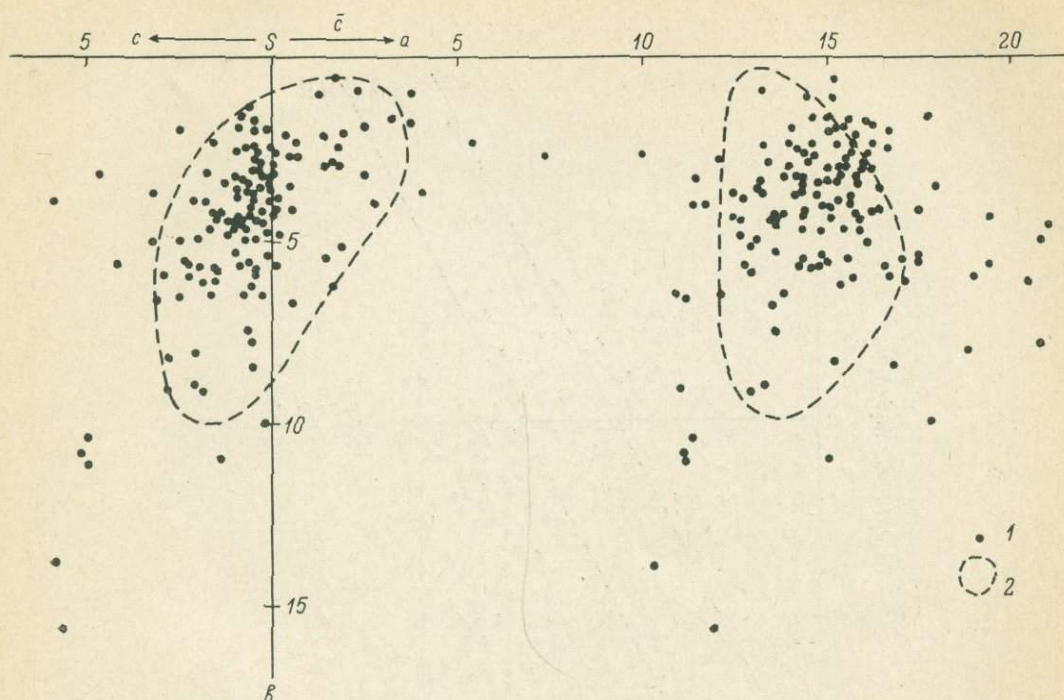
Таблица 42 (продолжение)

Регион	Радиологический возраст (млн лет)	Структурно-тектоническое положение	Форма массивов	Ассоциации магматических пород	Разновидности щелочных гранитоидов	Металлогения	Источник
Южный Урал	335—360	По зонам разломов	Штоки, лакколиты, интрузивные залежи, дайки с резкими несогласными контактами	Диабазы, габбро-диабазы, биотитовые и биотит-амфиболовые граниты. Щелочные и субщелочные микрогранит-порфиры и микрограносиениты	Субщелочные пертитовые граниты, эгириновые и арфведсонитовые граниты	Скарновые месторождения магнетитов	Овчинников, 1963; Ферштатер, 1966а, 1966б; Струве, 1970
Казахстан	240—300	В зоне долгоживущих разломов и оперяющих их более молодых разломов второго порядка (Чингизская зона)	Дайкообразные, плитообразные и штокообразные тела	Щелочные и нефелиновые сиениты, дайки жильных гранитов, аплитов, бостонитов и др.	Биотитовые, биотит-рибекитовые, эгириновые, астрофиллитовые граниты	Редкоземельная, редкометаллическая	Северов, 1961; Степанов, 1961; Ефремова, 1962; Минеев, 1963; Зырянов, 1969; Калаченко, 1972
Центральное Забайкалье	Триас	В краевой части варисской складчатости	Небольшие штоки и дайки	Граниты Даурского комплекса	Рибекитовые, рибекит-арфведсонитовые, эгириин-рибекитовые, биотитовые и биотит-гастингситовые граниты, граносиениты и сиениты, грорудиты, сельсбергиты, щелочные порфиры, щелочные пегматиты	Редкометаллическая	Шеймани и др., 1961; Иванова, 1963; Фельдман, 1969а, 1969б
Таймыр	235—275	В блоках и после складчатых разломах конечных этапов герцинского тектогенеза	Купола и штоки, трещинные интрузии	Эффузивы граптовой формации, гранит-порфиры и лампрофиры. Сиениты и нефелиновые сиениты	Граносиениты и гранодиориты, сиенодиориты и монзониты	—	Равич, 1958, 1960
Зайсанская складчатая область	160—220	В зоне мезозойской активизации, ограниченной региональными разломами	Небольшие тела трещинного типа		Рибекитовые граниты, граносиениты, сиениты, эгириин-рибекитовые гранит-порфиры	Редкометаллическая	Степанов, Шевченко, 1972
Монголия	170—235	Вблизи долгоживущих разломов, в зонах прогибов, вы-	Лополитообразные, пластинообразные и штокообраз-	Щелочногранитные сферолитовые фельзиты, порфириты, липариты	Биотитовые, рибекитовые и эгириновые граниты, экериты, гроруди-	Ниобиевая, циркониевая, редкоземельная	Коваленко и др., 1971
Горный Алтай	188—204 236	полненных вулкани-тампи В зонах сочленения структурно-фациальных единиц по глубинным разломам	Штокообразные тела	Граниты калбинского типа	Рибекитовые граниты, сиениты, аляскиты, микропегматитовые граниты	Редкоземельная, ниобий-танталовая	Нечаева, 1973а, 1973б
Приморье	290	Поздний этап развития Сихотэ-Алиньской геосинклинали. Внедрение по зонам глубинных разломов	Небольшие массивы, дайки и штоки	Кислые эффузивы, габбро, габбро-диориты, монзониты, гранодиориты, граниты	Граносиениты, сиениты, эгириин-рибекитовые граниты, гранит-порфиры, пегматиты, аплиты, сельсбергиты, грорудиты	Циркониевая, молибденовая, флюоритовая	Быковская, Изох, 1958; Бурда, Изох, 1969; Залищак, 1971; Таран 1971.
Северо-восток СССР	90—136	В пределах зоны глубинных разломов	Дискордантные большие и малые массивы, дайки	Эффузивный магматизм, габбро, габбро-диориты, гранодиориты, биотит-роговообманковые и биотитовые граниты. Базальты и андезит-базальты	Ультракислые субщелочные граниты, щелочные граниты с гастингситом, арфведсонитом, рибекитом, эгирином. Пазаниты, грорудиты, щелочные липариты с эгирином, эгириин-авгитом, арфведсонитом, рибекитом, баркевикитом	Тантал-ниобиевая	Грачева, 1955; Залищак и др., 1966
Бразилия	Мезозой	Активизированная зона Бразильского щита	Лакколиты, штоки	Фонолиты, трахиты, тингуаиты, нефелиновые сиениты, сиениты	Щелочные граниты	—	Мааск, 1961
Северная Америка	Эоцено-плейстоцен	Активизированная зона Северо-Американской устойчивой области, в зоне сопряжения со складчатостью Скалистых и Аппалачских регионов	Кольцевые интрузии, силлы, штоки	Псевдолейцитовые порфиры, нефелиновые и щелочные сиениты	Монзониты, диориты, кварцевые сиениты, кварцевые порфиры	—	Vine, 1966
Северная Атлантика	Третичные	Конечные стадии вулканизма	—	—	Рибекит-эгириновые ортофиры, эгириновые граниты, рибекитовые граниты	—	Sabine, 1960
Западная Шотландия и Северная Ирландия	То же	Посттектонические интрузии	Штоки, кольцевые дайки	Базальты, андезит-дациты, риолиты	Рибекит-эгириновые ортофиры, рибекитовые, эгириновые граниты	—	Phelps, 1926, Sabine, 1960. Тернер, Ферхуген, 1961



Р и с. 60. Схема размещения щелочных гранитов мира (тектоническая основа по В. В. Белоусову) с использованием материалов О. А. Воробьевой (1969).

1 — альпийские складчатые сооружения; 2 — герцинские складчатые сооружения; 3 — каледонские складчатые сооружения; 4 — докембрийские платформы; 5 — щиты; 6 — щелочные граниты.



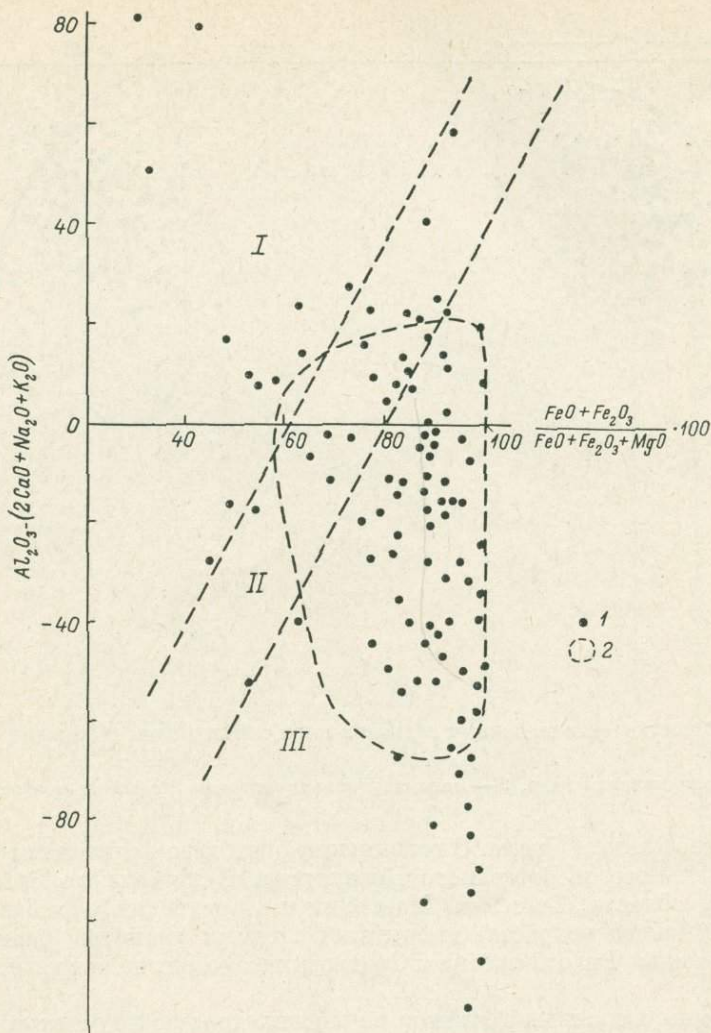
Р и с. 61. Сопоставление щелочных гранитов мира с щелочными гранитами Кольского полуострова.

1 — щелочные гранитоиды мира, 2 — поля щелочных гранитоидов Кольского полуострова.

ском хребте, Южном Урале. С герцинским орогенезом связываются интрузии Центрального и Восточного Казахстана, Центрального Забайкалья, Зайсанской области, Таймыра, Монголии и Португалии. Наиболее молодые (мезозойского возраста) интрузии щелочных гранитов размещаются вдоль побережья Тихого океана и Средиземного моря, на островах Великобритании.

Интрузиям щелочных гранитов во многих хорошо изученных районах сопутствуют вулканы, интрузивные основные и щелочные породы (Дю Тойт, 1957; Грачева, 1958; Быковская, Изох, 1958; Северов, 1960; Тернер, Ферхуген, 1961; Колотухина и др., 1964; Murthy, Venkataraman, 1964; Бурдэ, 1969; Воробьева, 1969; Коваленко и др., 1971, и др.). Также во многих районах наблюдается связь эгирин-авгит-, эгирин-, гастингсит-, арфведсонит- и рибекитсодержащих гранитов с гранитами, гранодиоритами и граносиенитами, содержащими биотит, обыкновенную роговую обманку, авгит, геденбергит и фаялит.

Характерной петрохимической особенностью щелочных гранитов всех регионов и возрастов является повышенная щелочность и железистость, связанная с низким содержанием в них магния, кальция и алюминия при одновременном повышенном содержании щелочей и железа. Собранные нами по литературным источникам химические анализы щелочных гранитоидов различных регионов мира были пересчитаны по А. Н. Заварицкому и нанесены на соответствующие диаграммы. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 61) в поле точек щелочных гранитов мира укладывается большинство анализов щелочных гранитов Кольского полуострова. Последние аналогичны большинству щелочных гранитов мира и по другим параметрам (рис. 62, 63). Как видим, эти диаграммы по положению на них точек почти полностью соответствуют диаграммам, составленным для щелочных гранитоидов Кольского полуострова (см. рис. 36, 37).

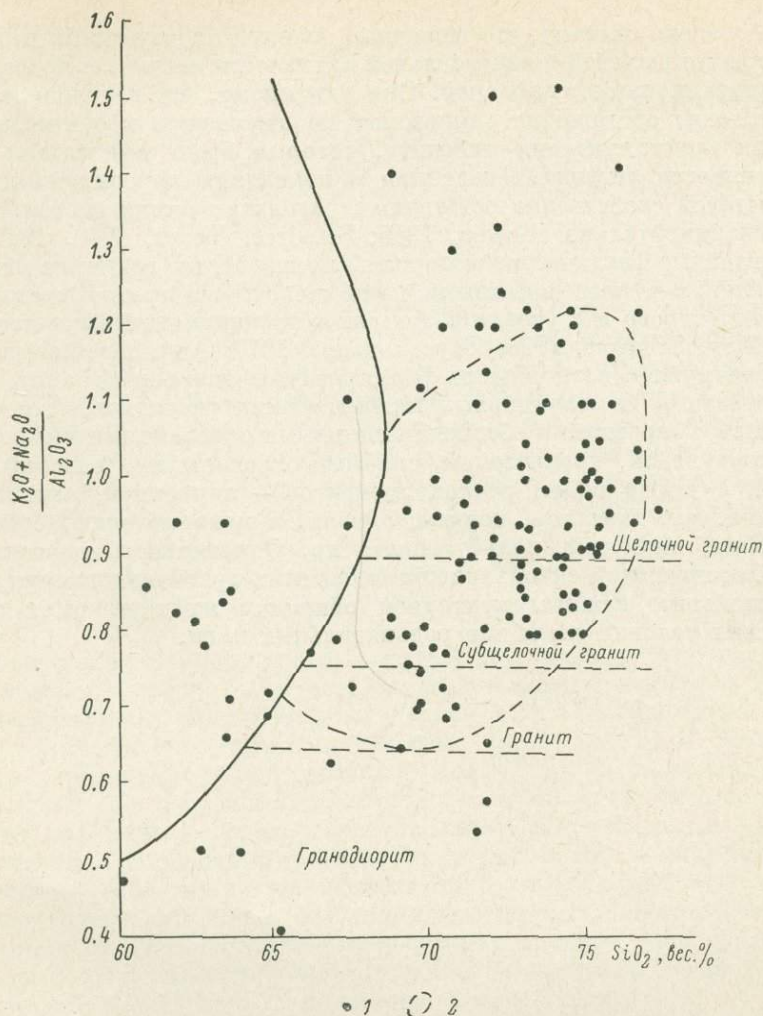


Р и с. 62. Химизм щелочных гранитоидов. По В. А. Кутолину (1964).

Поля: I — палингенных и анатектических гранитов, II — неопределенности, III — гранитов-дифференциатов базальтоидных магм. 1 — щелочные гранитоиды мира; 2 — поле щелочных гранитоидов Кольского полуострова.

На диаграмме (рис. 62), предложенной В. А. Кутолиным (1964), подавляющее большинство анализов щелочных гранитов попадает в поле дифференциатов базальтоидных магм. Исключения составляют гранитоиды Таймыра и отдельные анализы гранитов Зайсанской складчатой области, Центрального Казахстана, Урала, Мавритании и Корсики, точки которых ложатся в поле неопределенности и поле палингенных (коровых) гранитов.

По-видимому, некоторая часть пород, относимых к формации щелочных гранитов и сиенитов, имеет иной генезис и иную формационную принадлежность. В то же время для большинства типичных щелочных гранитов мира, как и для щелочных гранитов Кольского полуострова, наиболее вероятно подкоровое происхождение за счет ювенильных гранодиоритовых, граносиенитовых или монционитовых магм и их последующей дифференциации, с обогащением на конечных стадиях летучими компонентами. Отмеченная выше ассоциация кольских щелочных гранитоидов с щелочноземельными относительно глиноземистыми гранитоидами наблю-



Р и с. 63. Химизм щелочных гранитоидов. По К. Б. Зарянову (1960).

1 — щелочные гранитоиды мира; 2 — поле щелочных гранитоидов Кольского полуострова.

дается и в большинстве других регионов (Казахстан, Забайкалье, Индия, Нигерия и др.). Это обстоятельство рядом исследователей (Северов, 1960; Гендлер и др., 1963; Зырянов, 1965; Минеев, 1968; Иванова, 1969, и др.) истолковывается в качестве связи образования в этих гранитоидах рибекита, эгирина и типичной акцессорной минерализации «... с процессом интенсивного высокотемпературного послемагматического щелочно-галоидного метасоматоза, приведившего к площадной мобилизации и локальному концентрированному отложению редких и рассеянных компонентов породы» (Минеев, 1968, стр. 177). Возможность образования нордмаркитов, щелочных гранитов, сиенитов и фойяитов в результате щелочного метасоматоза не отвергали Г. Корн и Г. Мартин (Korh, Martin, 1954). В то же время уже в 1958 г. Р. Якобсон с соавторами (Jacobsohn e. a., 1958) ассоциацию щелочных (рибекитовых) гранитов с глиноземистыми (биотитовыми) гранитами Нигерии связывают с магматической дифференциацией, не объясняя самого механизма дифференциации. Кристаллизационную дифференциацию к образованию пород гранит-сиенитового комплекса привлекают П. Толмин (R. Toulmin, 1960), В. С. Кудрин, Н. А. Кудрина (1960), М. Марти и П. Венкатамаран (Murthy, Venkatamaran, 1964)

и др. Последние считают, что щелочные граниты образуются в результате концентрации щелочей и значительной активности летучих с последующей кристаллизационной сепарацией. Они указывают, что в условиях, когда не происходит обогащения глиноземом по отношению к сумме щелочей, возможна кристаллизация рибекита, который будет выделяться только при активности летучих. Тенденция к появлению пересыщенных щелочами составов свойственна остаточным расплавам самих систем, изученных экспериментально (Bowen, 1945; Schairer, Yoder, 1960, 1961).

Все главные фактические материалы по щелочным гранитам мира в их сопоставлении с исследованными нами щелочными гранитоидами Кольского полуострова и с учетом результатов экспериментальных исследований (Bailey, Schairer, 1966; Таусон и др., 1970; Анфилогов и др., 1972) свидетельствуют о возможности формирования щелочных гранитов путем кристаллизации из ювенильных магматических расплавов, эволюционировавших в направлении обеднения сильными основаниями и обогащения летучими и водой, кремнеземом, слабыми основаниями, щелочными элементами, а также рядом редких элементов — цирконием, редкими землями, ниобием, танталом, торием, оловом, в меньшей мере, бериллием, молибденом, висмутом, вольфрамом и др. Однотипность геохимической и металлогенической специализации щелочных гранитоидов мира служит дополнительным важным критерием общности их генезиса и физико-химических условий эволюции родоначальных магм.

Кольский полуостров, являющийся в известной мере самостоятельным структурно-тектоническим элементом Балтийского щита, представляет одну из наиболее ярко выраженных провинций щелочного магматизма вообще и щелочногранитного магматизма в частности. Широко известные щелочные граниты Кольского полуострова длительное время и многими исследователями изучались с разной степенью детальности, преимущественно геолого-петрографическими методами, что не могло не отразиться на установлении геологических закономерностей их пространственного распределения, выявлении всего разнообразия и вместе с тем формационного единства ассоциированных со щелочными гранитами комплексов пород, изучении теоретических проблем петрогенезиса, выяснении общего характера и особенностей их металлогении и закономерностей проявления рудоносности.

Комплексный — формационный — подход к изучению щелочногранитного магматизма Кольского полуострова, предпринятый в процессе выполненных исследований, потребовал постановки и решения широкого круга задач магматической геологии, петрологии, минералогии и геохимии; выяснения стратиграфической позиции, положения в региональных и частных структурах щелочных гранитов и пространственно ассоциированных с ними парагенных комплексов пород, изучение строения и внутренней структуры гранитных плутонов, их латеральной и вертикальной изменчивости, особенностей их вещественного и минерального состава и др. Одновременно выявилась необходимость многопланового сопоставления формации щелочных гранитов и сиенитов с другими разнообразными гранитоидами, развитыми на территории северо-восточной части Балтийского щита, что потребовало формационного их изучения.

Теоретический анализ и обобщение результатов выполненных исследований и наблюдений позволяют обосновать следующие выводы и заключения.

1. Формация щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова объединяет широкий петрографический спектр пород, слагающих многочисленные разнообразные по величине, геологическому положению и внутреннему строению массивы авгит-лепидомелановых гранодиоритов, лепидомелан-феррогастингситовых и эгирин-арфведсонитовых щелочных гранитов, граносиенитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов.

2. Щелочные гранитоиды Кольского полуострова представляют собой типичные образования первичномагматического генезиса, связанные с магматизмом этапа стабилизации докембрийской платформы в среднем протерозое. Проявления метасоматизма в связи с интрузиями щелочных гранитов не определяют их природу. Магматическое происхождение пород формации щелочных гранитов и сиенитов однозначно аргументировано большим фактическим материалом. К важнейшим признакам относятся следующие:

а) отчетливо проявленная связь щелочногранитных интрузий с глубинными и оперяющими их разломами, выведившими также на поверхность огромные массы комагматичных основных, средних и кислых эффузивов и служивших проводниками ультраосновных, основных и щелочных интрузий;

б) разнообразная форма и автономное внутреннее строение массивов щелочных гранитоидов — пластинообразных интрузивов, прямолинейных и кольцевых даек, массивов центрального типа и др., залегающих среди вмещающих пород различных структурных этажей и различного состава (кислых, основных и ультраосновных);

в) дифференцированность гранитоидных интрузий, присутствие в породах ксенолитов и шпировых образований, наличие эруптивных контактов, эндоконтактных зон и зон контактового метаморфизма вмещающих пород;

г) наличие закономерных генетически взаимосвязанных рядов пород, близость их по химизму, общность петрохимической и геохимической эволюции в сериях щелочных гранитоидов и комагматичных эффузивах серии имандра-варзуга.

3. Ювенильная родоначальная магма щелочногранитоидной серии по петрологическим данным является подкоровой, возникшей в результате выплавления и последующей дифференциации толеитового базальта, что находится в согласии с экспериментальными данными.

4. Щелочные гранитоиды образуют эпигенетический ряд: авгит-лепидомелановый гранодиорит, лепидомелан-феррогастингситовый гранит, эгирин-арфведсонитовый щелочной гранит, аплитовидный гранит (негматит). Они сопровождаются синхронными или сингенетичными геохимически родственными и пространственно-сопряженными малыми интрузиями основных и разнообразных щелочных пород, могущих образовать самостоятельный эпигенетический ряд, или гетерогенных.

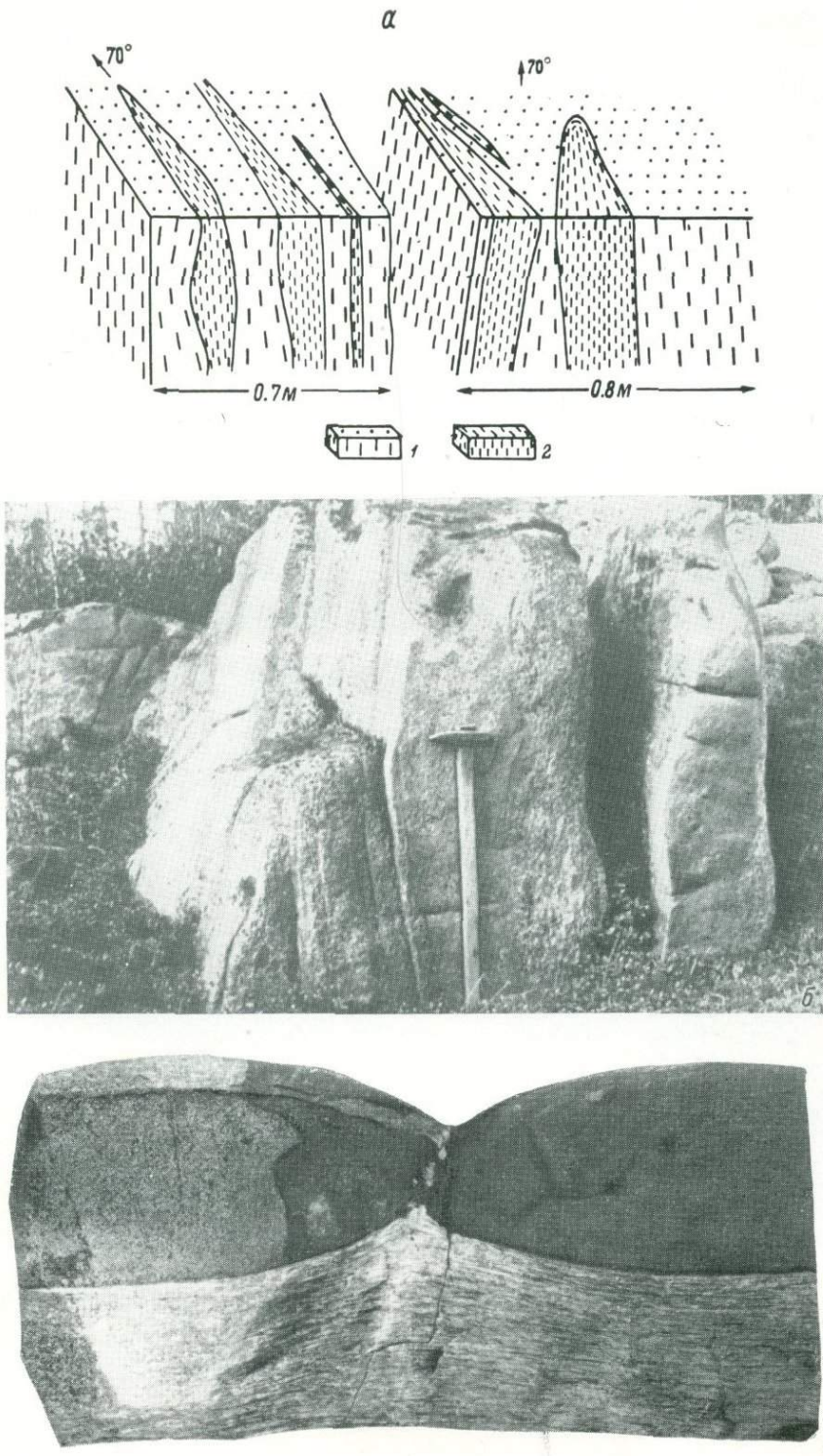
5. В процессе разделения толеитовой магмы и выделения кислых и щелочных расплавов ведущая роль, по-видимому, принадлежала процессам ликвации. В образовании эпигенетических рядов щелочногранитоидного и щелочного состава главную роль играли процессы кристаллизационной и эманационной дифференциации.

6. Наиболее благоприятными для полной реализации процессов кристаллизационной дифференциации с образованием пород агпайтового ряда являются условия длительного тектонического покоя.

7. По приуроченности к завершающим консолидационным этапам процессов тектогенеза, геологическим условиям проявления, главным петрографическим, петрохимическим, геохимическим и металлогеническим особенностям и способу образования гранитоиды Кольской щелочногранитной провинции обнаруживают близкое сходство с гранитоидами других щелочногранитных провинций мира. Это не исключает возможности образования в отдельных провинциях специфических типов и комплексов пород щелочногранитоидных формаций в зависимости от разнообразия условий дифференциации и эволюции глубинных магматических расплавов, развития процессов гибридизма, метасоматизма и т. п.

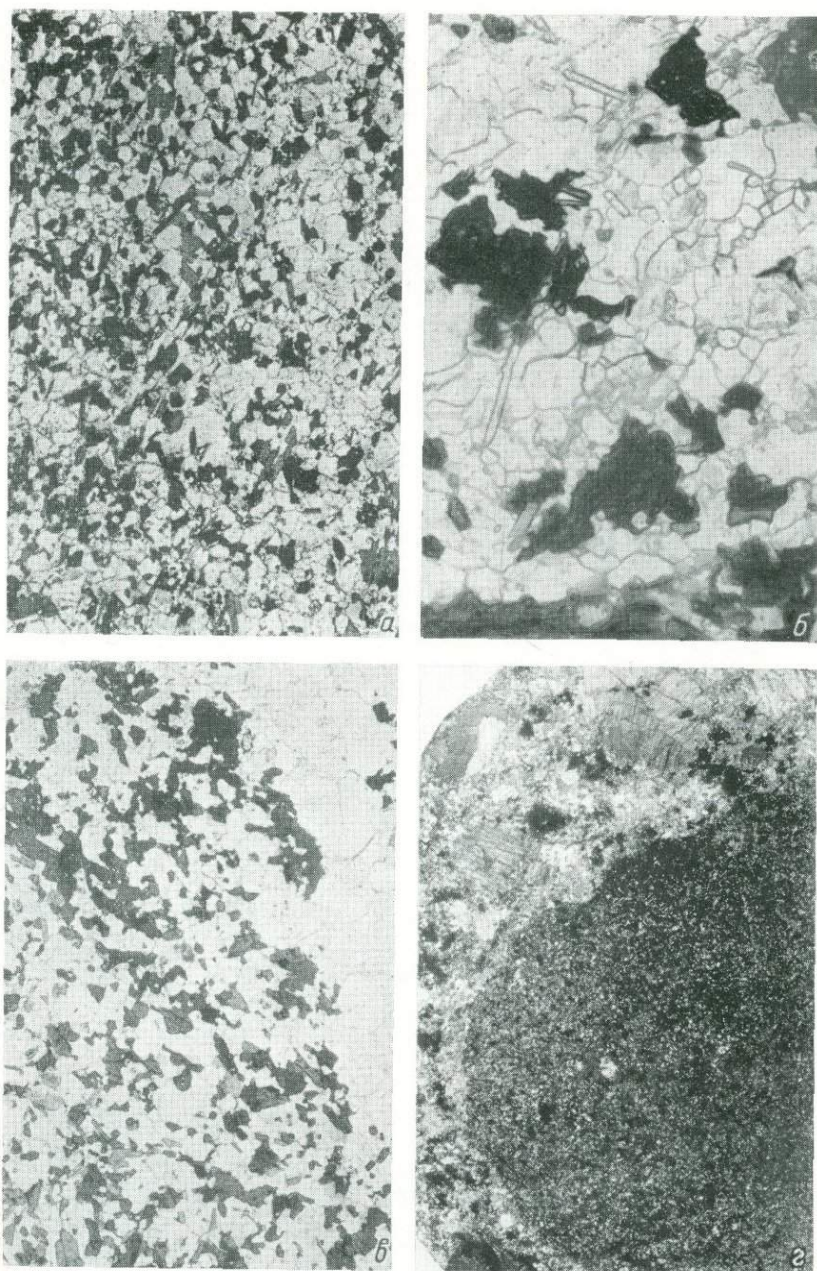
8. Петрологическое изучение щелочногранитоидной формации Кольского полуострова и других регионов показало, что процессы дифференциации магматических серий повышенной щелочности определяют последовательное обеднение остаточных расплавов глиноземом, кальцием, магнием и обогащение их железом и кремнеземом. Кристаллизация подобных остаточных расплавов в условиях повышения значений химических потенциалов щелочных элементов происходит в направлении образования агпайтовых парагенезисов, в которых все более кислый плагиоклаз сопровождается все более щелочными амфиболами, вытесняющими парагенезисы с авгитом и феррогастингситом.

9. Эволюция агпайтовых расплавов обуславливает возможность существенного понижения температуры их кристаллизации, способствует накоплению в них легучих, прежде всего фтора, а также геохимически с ним связанных редких элементов — циркония, редких земель, ниобия и тантала, и рублидия, олова и других, определяющих геохимическую и металлогеническую специализацию пород щелочногранитной формации.



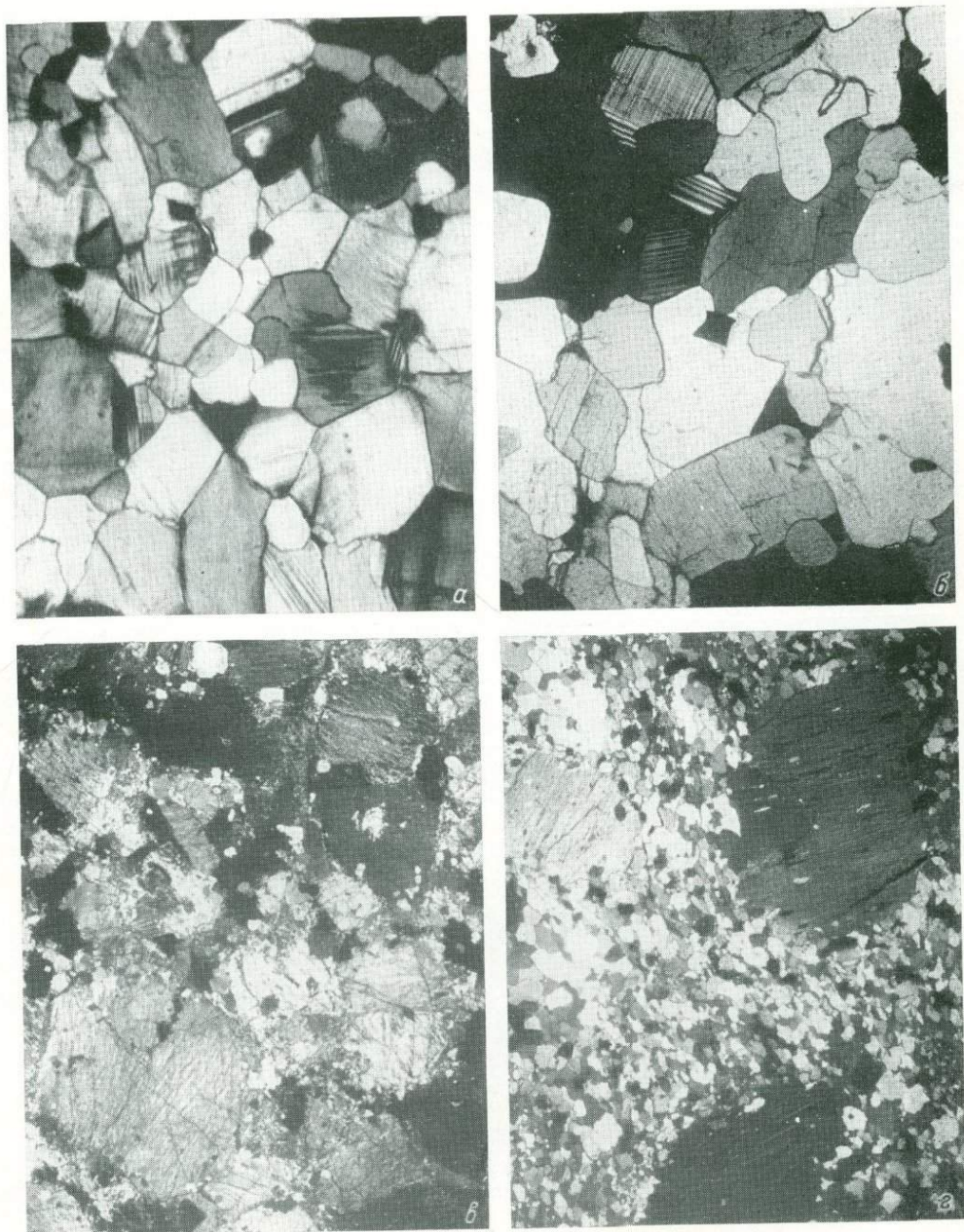
Р и с. 13. Будинообразные ксенолиты в щелочных гранитах.

a — соотношение линейной ориентировки темноцветных минералов в щелочных гранитах (1) и вытянутости ксенолитов мелкозернистых гранодиоритов (2); *б* — ксенолиты мелкозернистых гранодиоритов в щелочных гранитах, массив Западных Кейв (р. Кульйок); *в* — будинированный ксенолит пироксенита в щелочном гнейсе-бластомилоните, гора Хангаз-варака, уменьш. 2/3.



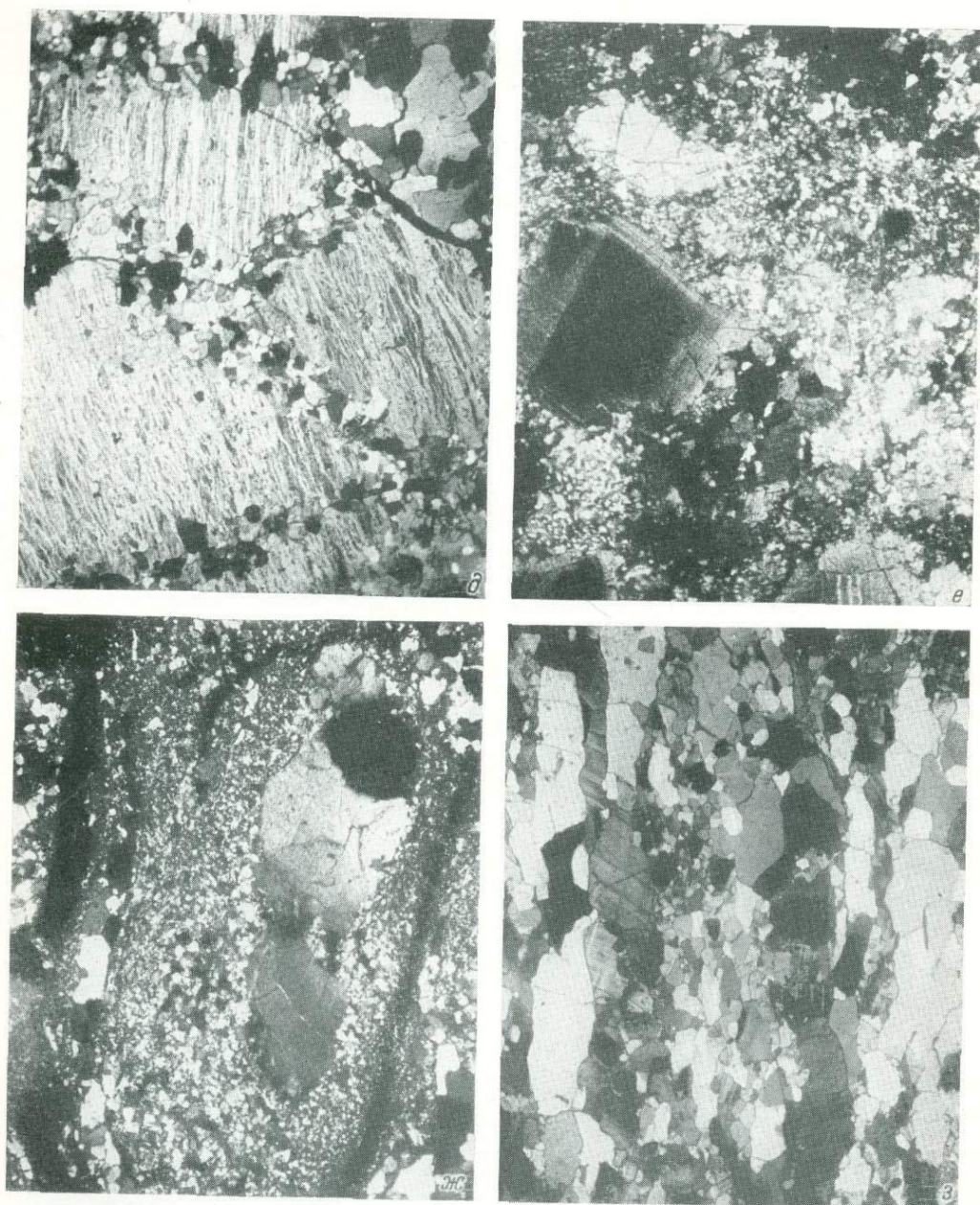
Р и с. 18. Структуры шлиров и характер их контакта с гранитами и граносиенитами.

Шлир: *а* — трахиандезитового состава с аллотриоморфнозернистой структурой, увел. 10, без анализатора; *б* — трахитового состава с аллотриоморфнозернистой структурой, увел. 90, без анализатора; контакт шлира: *в* — с лепидомелан-феррогастингситовым гранитом, увел. 10, без анализатора; *г* — с лепидомелан-феррогастингситовым граносиенитом, увел. 3/2, с анализатором.



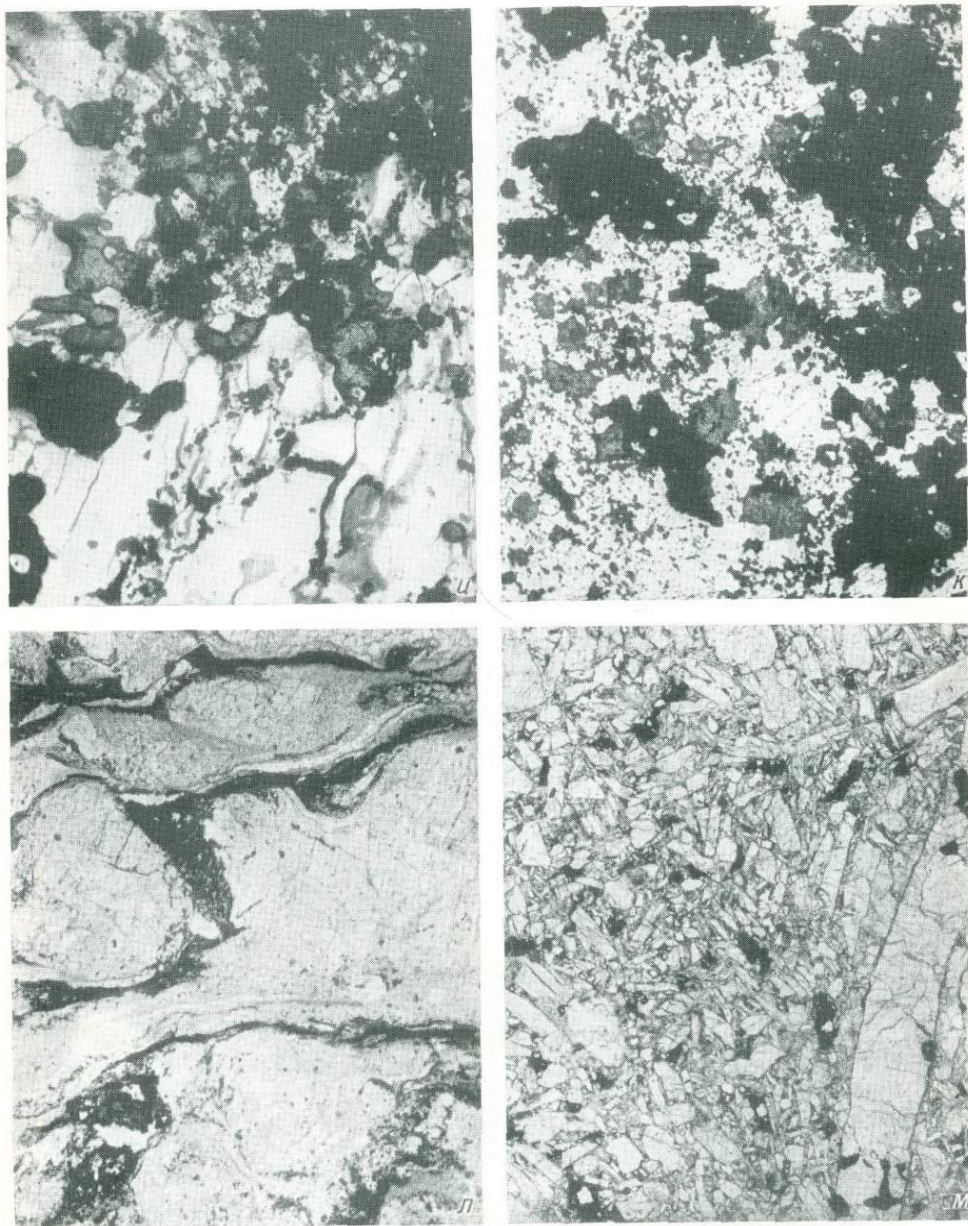
Р и с. 20. Главные типы структур щелочных гранитоидов.

a — гиалиноморфнозернистая, увел. 25, с анализатором; *б* — аллотриоморфнозернистая, увел. 25, с анализатором; *в* — порфировидная со среднезернистой основной тканью, увел. 6, с анализатором; *г* — порфировидная с мелкозернистой основной тканью, увел. 12, с анализатором;



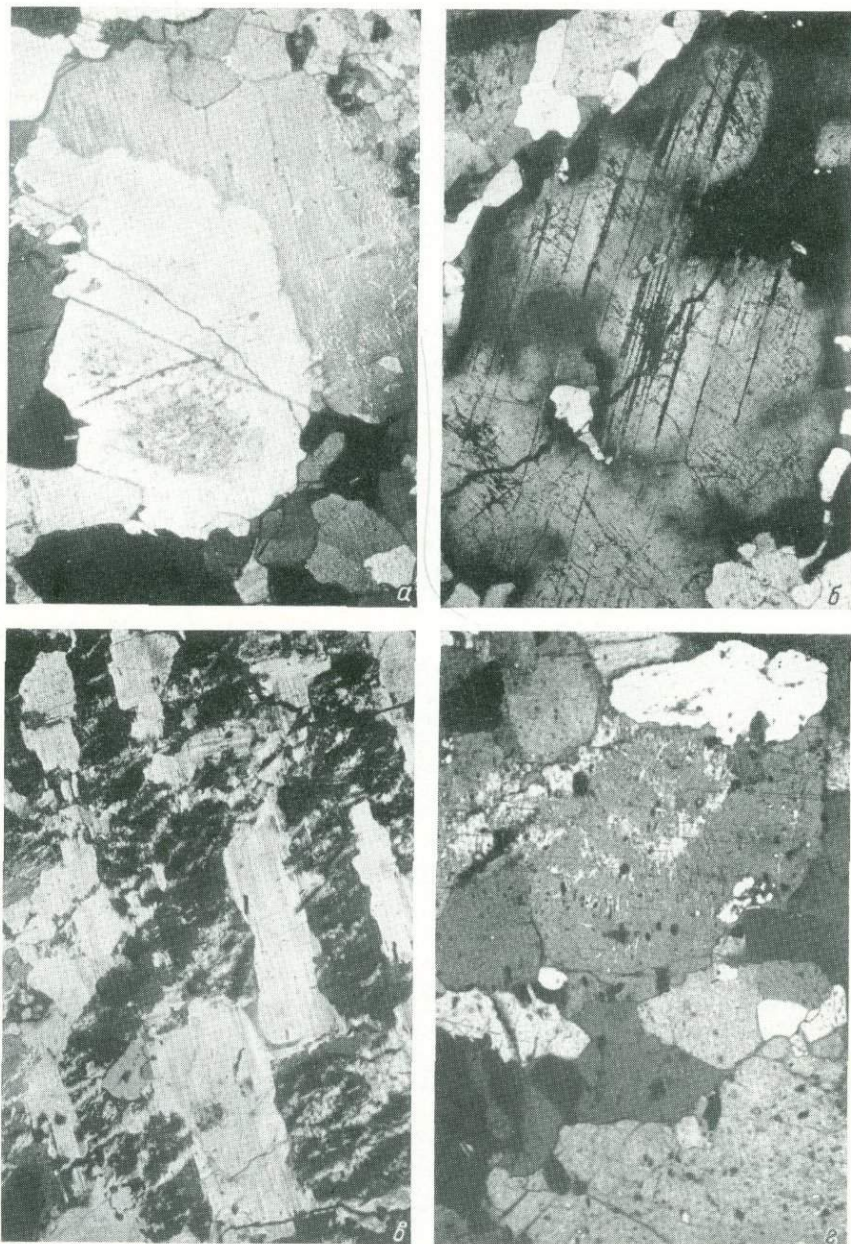
Р и с. 20. (Продолжение)

а — катабластическая, увел. 25, с анализатором; б — гранопорфирокластовая с гранофировой основной тканью, увел. 25, с анализатором; в — blastомилонитовая, увел. 25, с анализатором; г — гранулитовая, увел. 25, с анализатором;



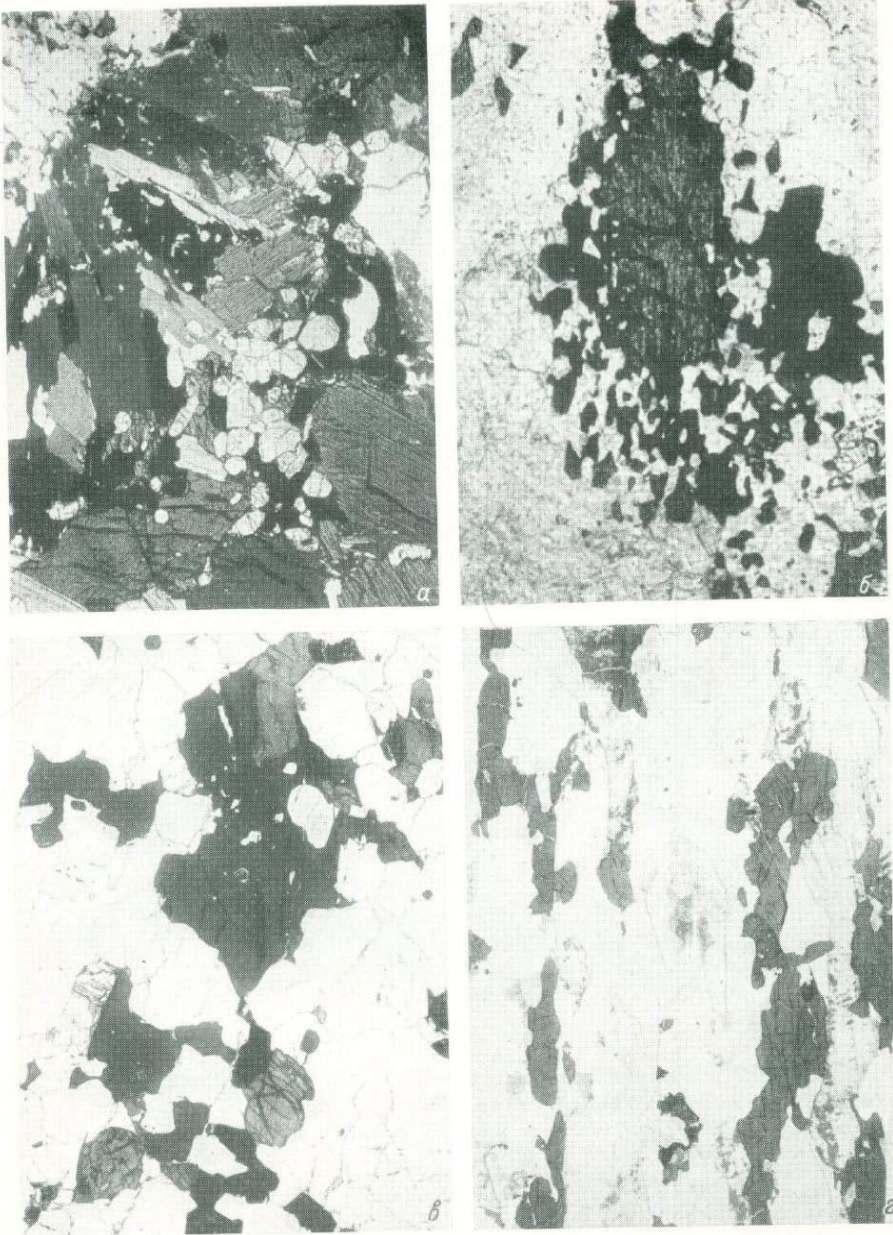
Р и с. 20. (Продолжение)

и — гранобластическая, увел. 35, без анализатора; н — пойкилобластическая, увел. 35, без анализатора; л — милонитовая, увел. 6, без анализатора; м — катакlastическая, увел. 8, без анализатора.



Р и с. 22. Формы выделения полевых шпатов, увел. 25, с анализатором.

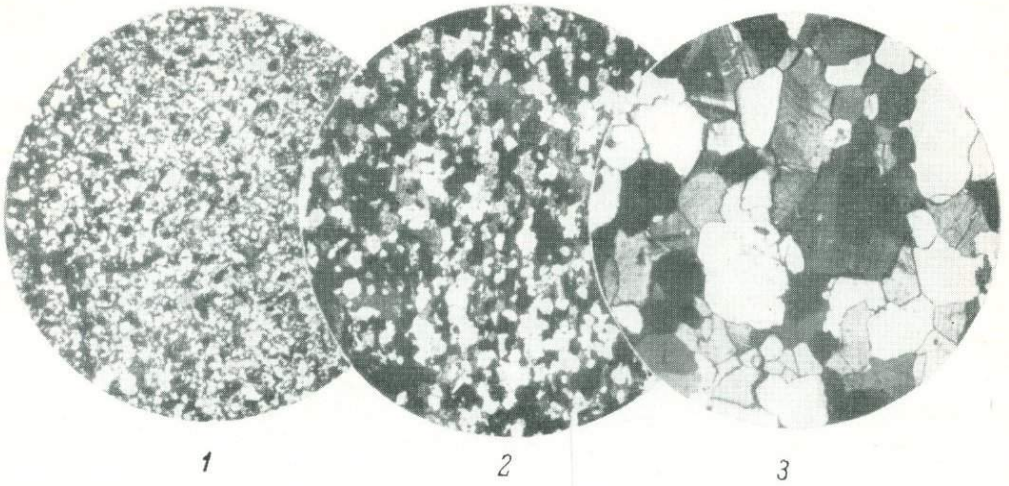
а — сростание плагиоклаза с микроклин-пертитом в авгит-лепидомелановом гранодиорите; *б* — неравномерно гаснущее порфировидное выделение плагиоклаза в лепидомелан-феррогастингситовом граните; *в* — микроклин-пертит в кварцевом сиените; *г* — включения эгирина в микроклин-пертите эгирин-арфведсонитового порфировидного гранита.



Р и с. 23. Формы выделения цветных минералов, увел. 30, без анализатора.

а — авгит, феррогастингсит и лепидомелан в гранодиорите; *б* — эгирин-авгит обрастается феррогастингситом в кварцевом сиените; *в* — эгирин и арфведсонит в граните; *г* — эгирин и лепидомелан в нефелиновом сиените.

α

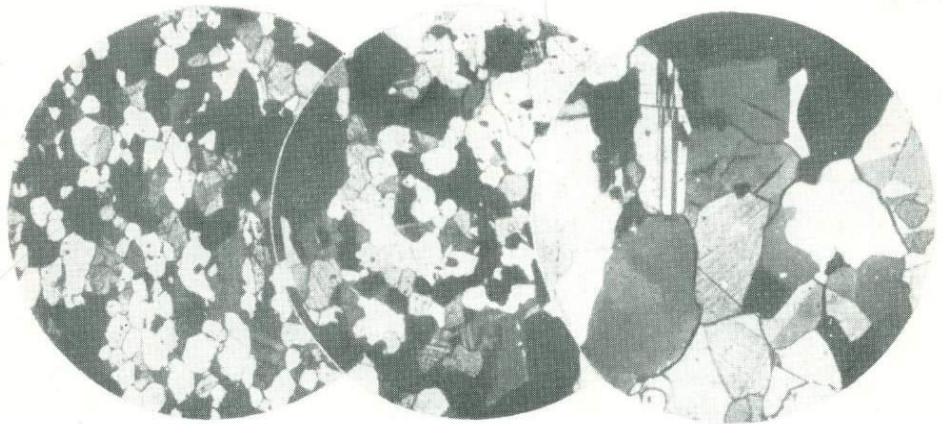


1

2

3

β



1

2

3

Р и с. 49. Характер изменения гнейсов в контакте с щелочными гранитами горы Лаврентьевской (*a*) и Серповидного хребта (*b*).

1 — гнейс; 2 — метасоматит по гнейсу; 3 — щелочной гранит. Увел. 25, с анализатором.

- Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов. — Сов. геология, 1965, № 10, с. 50—66.
- Айнберг Л. Ф. Приазовский щелочной массив. — Тр. Всес. геол.-разв. объединения НКТП СССР, 1933, вып. 196, 100 с.
- Амшинский Н. Н. Зональность гамма-полей и аксессуарных минералов в гранитных массивах Алтая. — Геология и геофизика, 1960, № 1, с. 38—51;
- Анфилогов В. Н., Абрамов В. А., Коваленко В. И., Огородова В. Я. Фазовые отношения в агапитовой области системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при давлении 1000 кг/см². — ДАН СССР, 1972, т. 204, № 4, с. 944—947.
- Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А., Шейнманн Ю. М. К классификации щелочных интрузивных комплексов. — В кн.: Мин. сырье, вып. 1. М., 1960, с. 37—52.
- Архангельская В. В. Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М., 1974, 127 с.
- Афанасьев Г. Д. К проблеме гранитов. — В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород. М., 1963, с. 42—59.
- Афанасьев Г. Д. Проблемы магматической геологии. — Изв. АН СССР, 1967, сер. геол., № 11, с. 14—29.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., 1963, 108 с.
- Балашев Ю. А. К геохимии редкоземельных элементов в щелочных породах Кольского полуострова. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., 1971, с. 142—158.
- Батиева И. Д. Щелочные граниты района Канозера—Колвическое озеро. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 146—179.
- Батиева И. Д. Сравнительная геологическая, петрографическая и петрохимическая характеристика гранитоидов центральной части Кольского полуострова. — В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., 1963а, с. 131—149.
- Батиева И. Д. Контактные изменения вмещающих пород под влиянием щелочных гранитов на примере массивов Канозера. — В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., 1963б, с. 119—130.
- Батиева И. Д. Новые данные о вещественном составе щелочных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. М.—Л., 1966 с. 65—78.
- Батиева И. Д. Темноцветные минералы из пород формации щелочных гранитов-сиенитов Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 9. Л., 1972, с. 34—52.
- Батиева И. Д., Бельков И. В. К вопросу о генезисе аксессуарных минералов в граните. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., 1953, с. 167—178.
- Батиева И. Д., Бельков И. В. Сахарйюкский щелочной массив. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 2, с. 40—46.
- Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоиды Кольского полуострова. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Тезисы докладов. Киев, 1966, с. 72—74.
- Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968а, с. 5—143.
- Батиева И. Д., Бельков И. В. Формации гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968б, с. 171—176. (МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол., пробл. 4).
- Батиева И. Д., Бельков И. В. К вопросу о взаимосвязи металлогении гранитоидов с их формационной принадлежностью, особенностями генезиса и фаціальным положением (на примере Кольского полуострова). — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971а, с. 117—132.

Батиева И. Д., Бельков И. В. Парагенезисы темноцветных минералов щелочных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты, 1971б, с. 139—143.

Батиева И. Д., Бельков И. В. Эволюция кислого магматизма в докембрии. — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, 1971в, с. 59—72.

Батиева И. Д., Бельков И. В. К проблеме генезиса щелочных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., 1972а, с. 97—104.

Батиева И. Д., Бельков И. В. Распределение акцессорных минералов в щелочных гранитах массива Западных Кейв. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1972б, с. 167—171.

Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В., Дубровский М. И. Металлогенетическая специализация гранитоидных формаций Кольского полуострова и вопросы потенциальной рудоносности гранитоидов докембрия. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972а, с. 11—15.

Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В., Дубровский М. И. Кислый магматизм нижнего докембрия и его отличительные особенности. Краткие тезисы к симпозиуму «Специфика докембрийского магматизма». Л., 1972б, с. 26—28.

Батиева И. Д., Бельков И. В., Жиров К. К., Кравченко М. П. Материалы изучения радиологического возраста Сахарйюкского щелочного массива. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 1. Апатиты, 1970, с. 148—153.

Батиева И. Д., Бергман И. А. О количественном минеральном составе щелочных гранитов Западных Кейв. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты, 1962, с. 143—148.

Батиева И. Д., Гюренов В. А. Расчленение гранитоидов центральной части Кольского полуострова по петрофизическим данным. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 4. Апатиты, 1972, с. 55—66.

Белодипецкий А. П., Денисов А. П., Елина Н. А., Кульчицкая Е. А. О некоторых результатах химического и рентгеноструктурного изучения минералов группы эцидота — ортита. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 5. Л., 1967, с. 129—139.

Белодипецкий А. П., Елина Н. А. О составе редких земель в акцессорных минералах жильных образований щелочных гранитов. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 5. Л., 1967, с. 124—128.

Белодипецкий А. П. Геохимические особенности акцессорной редкометальной минерализации в жильных образованиях щелочных гранитов. — В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1967, с. 88—91.

Белодусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма. — Сов. геология, 1966, № 4, с. 8—25.

Бельков И. В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 1. М.—Л., 1958, с. 126—139.

Бельков И. В. Чевкинт из щелочных гранитов района Западных Кейв. — Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 3, с. 139—140.

Бельков И. В. Титанит из щелочных гранитов района Канозера. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2. М.—Л., 1960, с. 255—258.

Бельков И. В. Акцессорная минерализация щелочных гранитов Западных Кейв. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1962, с. 5—19.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты кейв. М.—Л., 1963, 321 с.

Бельков И. В., Батиева И. Д. Щелочные граниты Кольского полуострова и их металлогения. — Третье Всесоюзное петрографическое совещание. Тезисы докладов по проблеме «Генезис щелочных пород». Новосибирск, 1963, с. 84—86.

Бельков И. В., Батиева И. Д. Главные черты акцессорной минерализации гранитоидов центральной части Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 4. М.—Л., 1965, с. 63—80.

Бельков И. В., Волкова М. И. Редкоземельный кальциевый фосфат-силикат. — Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 2, с. 90—93.

Бельков И. В., Елина Н. А. Редкоземельные элементы и иттрий в акцессорных сферах из щелочных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты, 1971, с. 209—214.

Бельков И. В., Загородный В. Г., Предовский А. А., Козлов М. Т., Рагозина А. Л. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии до-

- кембрия Кольского полуострова. — В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 141—150.
- Бельков И. В., Колесников Н. Н. О соотношении циркония и гафния в гранитах Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 5. Л., 1967, с. 115—118.
- Бергман И. А. Акцессорная минерализация гранитоидов плутона Гремяха-Вырмес. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1962а, с. 20—35.
- Бергман И. А. Титановая минерализация и особенности распределения титана в гранитоидах плутона Гремяха-Вырмес. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1962б, с. 50—56.
- Бертельсен А., Нью-Нюгорд А. Докембрий Гренландии. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., 1968, с. 107—235.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д.; Альбитизированные и грейзенизированные гранаты (апограниты). М., 1962, 196 с.
- Билибин Ю. А. Петрология Блльмакского интрузива. М.—Л., 1947, 240 с.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., 1964, 224 с.
- Бородин Л. С., Нечаева И. А., Ганзеев А. А., Осокин Е. Д. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометалльного оруденения. — Изв. АН СССР, 1970, сер. геол., № 3, с. 17—31.
- Бородин Л. С., Осокин Е. Д., Ганзеев А. А. Геохимические типы нефелиновых сиенитов и проблема их генетической связи с гранитоидами. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов, Свердловск, 1971, с. 159—176.
- Бурдэ А. И., Изох Э. П. Бачелазская интрузивная серия. — В кн.: Геология СССР, т. XXXII, ч. I. М., 1969, с. 465—476.
- Быковская Е. В., Изох Э. П., Сихотэ-Алинь. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. М., 1958, с. 295—300.
- Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакви. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1953, вып. 3, 141 с.
- Великославинский Д. А. К вопросу о формациях собственно гранитов рапакви и рапаквивобразных гранитов на Балтийском щите. — Изв. АН СССР, 1973, сер. геол., № 8, с. 46—54.
- Верба В. В. Физические свойства и физические поля зон проявления щелочного метасоматоза центральной части Кольского полуострова. Автореф. канд. дис. Л., 1970, 20 с.
- Ветрин В. Р. О возрастных соотношениях пород формации лейкократовых гранитов-алекситов и щелочных гранитов-сиенитов. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 1. Апатиты, 1971, с. 143—147;
- Ветрин В. Р. Гранитоидные формации северо-восточной части Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1972, с. 136—142.
- Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гильберт Ч. М. Петрография. М., 1957, 425 с.
- Виноградов А. Н. Порфиroidные граниты северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968, с. 179—227.
- Виноградов А. Н. Петрохимические особенности и условия генерации гранитных магм вулканических ассоциаций. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты, 1971, с. 144—151.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. — Геохимия, 1959, № 7, с. 571—607.
- Виноградова Г. В. Чарнокитовые серии Каңдалакшского побережья Белого моря. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты, 1971, с. 152—157.
- Виноградова Г. В. Формационное положение Умбинского гранитоидного комплекса. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1972, с. 143—148.
- Виноградова Г. В. Петрология Умбинского комплекса интрузивных чарнокитов и порфиroidных гранитов. Автореф. канд. дис. Апатиты, 1973, 22 с.
- Влодавец В. И. Пинуайчорр—Юкспор—Расвумчорр. — В кн.: Материалы по геологии и петрографии Хибинских тундр. Л., с. 5—57. (Тр. Аркт. ин-та, 1935, т. 23).
- Воробьева О. А. Западная зона контакта щелочной гранитной интрузии Центрального водораздела Кольского полуострова. — Тр. Петрографического ин-та АН СССР, 1932, вып. 2, с. 25—44.

- Воробьева О. А. Щелочные породы СССР. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., 1960, с. 104—121.
- Воробьев О. А. Проблема щелочного магматизма. — В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород. М., 1963, с. 76—83.
- Воробьева О. А. Главные особенности размещения и формирования щелочных пород. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. II. М., 1969, с. 62—80.
- Воробьева О. А., Ефремова С. В. О классификации и номенклатуре изверженных горных пород. — Изв. АН СССР, 1973, сер. геол., № 8, с. 13—22.
- Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959, 295 с.
- Гаскельберг В. Г., Подольский Ю. В., Радзевич П. А. Химический состав щелочных гранитов центральной части Кольского полуострова как источник информации об их генезисе. — Сов. геология, 1969, № 3, с. 86—95.
- Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы аномальных магнитных полей Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. Автореф. докт. дис. М., 1972, 54 с.
- Гендлер В. Е., Северов Э. А., Чуйкова В. Г. Щелочные граниты северного склона хр. Тарбагатай. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М., 1963, с. 56—60.
- Геология СССР, т. XXVII, ч. 1. М., 1958, 714 с.
- Герасимовский В. И. Геохимические критерии в решении генезиса нефелиновых сиенитов Кольского полуострова. Тезисы докл. по проблеме «Генезис щелочных пород». Новосибирск, 1963, с. 64—66. (Третье Всесоюзное петрографическое совещание).
- Герасимовский В. И. Основные черты геохимии нефелиновых сиенитов Кольского полуострова. — Геохимия, 1967, № 11, с. 1320—1327.
- Герасимовский В. И., Беляев Ю. И. О содержании хрома, никеля, ванадия и меди в щелочных породах Кольского полуострова. — Геохимия, 1963, № 1, с. 23—3.
- Герлинг Э. К., Овчинникова Г. В. Об аномальных значениях возраста, полученных по рубидиево-стронциевому методу. — В кн.: Тр. девятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.—Л., 1961, с. 303—305.
- Герлинг Э. К., Шуклюков Ю. А., Кольцова Т. В., Матвеева И. И., Яковлева С. З. Определение возраста основных пород по К-Аг методу. — Геохимия, 1962, № 11, с. 931—938.
- Герлинг Э. К., Маслеников В. А., Морозова И. М. Абсолютный возраст и геологическое положение древнейших горных пород Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М., 1967, с. 47—60.
- Герлинг Э. К., Маслеников В. А., Морозова И. М. Древнейшие горные породы Балтийского щита. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 136—141. (МГК, XXIII сессия, докл. сов. геологов, пробл. 4).
- Гинзбург А. И. Проблемы редкометалльных гранитов. — В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., 1972, с. 7—27.
- Гинзбург И. В. Некоторые особенности химизма щелочных гранитов. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., 1953, с. 150—152.
- Гинзбург И. В. К вопросу о петрохимии щелочных гранитов. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958а, с. 260—307.
- Гинзбург И. В. Геологическое положение и внутренняя тектоника щелочных гранитов на Кольском полуострове. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958б, с. 213—224.
- Гинзбург И. В. К развитию наших представлений о понятии «щелочной гранит». — Бюл. МОИП, 1959, отд. геол., т. 34, № 4, с. 154—155.
- Гинзбург И. В., Вологовская Н. А. Массив Западный Кейв. — В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. 1. М., 1958, с. 444—455.
- Гинзбург И. В., Ефремова С. В., Воловикова И. М., Елисеева О. П. Количественно-минеральный состав гранитоидов и его значение для вопросов петрологии и номенклатуры (на примерах Кольского полуострова, Средней Азии и Казахстана). — Сов. геология, 1962, № 3, с. 67—82.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., 1959, 68 с.
- Головин И. В. Региональные геофизические данные при тектоническом и металлогеническом районировании Балтийского щита. — В кн.: Методы разведочной геофизики, вып. 12. Л., 1971, с. 129—138.
- Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.—Л., 1963, 337 с.
- Грачева О. С. Северо-Восток. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. М., 1958, с. 301—310.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 118—131.

Груза В. В. Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов девонских кислых эффузивов Алтае-Саянской складчатой области и опыт их генетической интерпретации. — Сов. геология, 1964, № 12, с. 27—38.

Груза В. В. О процессах магматической дифференциации в связи с особенностями парагенезисов петрогенных элементов в природных стеклах. — В кн.: Вопросы математической геологии. Л., 1968, с. 143—148.

Дагелайский В. Б. Плутои щелочных пород Чагве—Уайв (Кольский полуостров). — В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.—Л., 1964, с. 288—296. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19).

Даминова А. М. Петрография магматических горных пород. М., 1967, 232 с.

Дубровский М. И. Гранитные эвтектики, минимумы и магмы. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 54—68.

Дубровский М. И. Диаграмма фазового состояния гранитной системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ и ее петрологическое значение. — ДАН СССР, 1972, т. 203, № 2, с. 446—449.

Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М., 1957, 490 с.

Дир У. А., Хуан Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2. М., 1965, 406 с.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., 1953, 309 с.

Елисеев Н. А. Щелочные граниты массива Гремяха-Вурмес. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958а, с. 197—207.

Елисеев Н. А. Щелочные граниты массива Чагвеуайв. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958б, с. 208—210.

Ефремова С. В. Об интрузивах щелочных (рибекитовых) гранитов Бет—Пак—Далы (Центр. Казахстан). Изв. АН СССР, 1962, сер. геол., № 10, с. 33—45.

Жабин А. Г. Явление синнезиса в порфириновых магматических породах. — В кн.: Минералогические исследования, вып. 1, М., 1971, с. 48—52.

Жариков В. А., Зарайский Г. Н. Экспериментальные исследования метасоматизма; состояние, перспективы. — Геология рудных месторождений, 1973, № 4, с. 3—18.

Жирова В. В., Зыков С. И., Тугаринов А. И. О возрасте цирконов древнейших формаций Кольского полуострова. — Геохимия, 1961, № 12, с. 1043—1052.

Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М., 1939, 318 с.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1955, 479 с.

Заварицкий А. Н. Геологический очерк Ильменского заповедника. Избр. труды. т. II. М., 1958, с. 19—44.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд. второе. М., 1960, 156 с.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., 1964, 207 с.

Залищак Б. Л. Формации щелочных пород Дальнего Востока. — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 54—66.

Залищак Б. Л., Недашковский П. Г., Абисалов Э. Г. Улканский и вываганский гранитоидные комплексы бассейна верхнего течения р. Учур. — В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., 1966, с. 103—119.

Зарайский Г. П., Зырянов В. Н. Экспериментальное исследование щелочного метасоматоза гранитов. — В кн.: Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М., 1973, с. 119—156.

Зарянов К. Б. К вопросу о химизме щелочных гранитов и значении повышенной щелочности в гранитоидах для хрусталеобразования. — Тр. ВНИИ пьезооптического минерал. сырья, т. IV, 1960, вып. 1, с. 17—47.

Знаменский Е. Б., Флерова К. В., Цыханский В. Д., Крипберг И. А. Ниобий, тантал, цирконий и гафний в протерозойских гранитоидах Северного Прибайкалья. — В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., 1965, с. 77—87.

Зырянов В. Н. Щелочная гранитоидная формация Чингизской зоны. — Тр. ИГН АН ССР, 1965, т. 12, с. 113—128.

Зырянов В. Н. Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М., 1969, 160 с.

Зырянов В. Н. Физико-химические закономерности формирования минеральных фаций метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 274—281.

Иванов А. М. Щелочные граниты верховьев р. Стрельны. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958а, с. 86—107.

Иванов А. М. Щелочные граниты Западный Кейв. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958б, с. 19—65.

Иванов А. М., Морозов А. И. Массивы среднего течения р. Поюя и верхнего течения р. Стрельны. — В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. 1. М., 1958, с. 458—462.

Иванова Т. А. Роль процессов метасоматоза в формировании щелочных гранитоидов (Центр. Забайкалье). — В кн.: Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов М., 1969, с. 30—50.

Иванов Д. Н., Косьюко М. К. Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов андезито-базальтов Камчатки. — ДАН СССР, 1965, т. 164, № 6, с. 1363—1365.

Иншин П. В. О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, 1972, 247 с.

Йодер Х. С., Стюарт Д. Б., Смит Д. Р. Тройные полевые шпаты. — В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963, с. 330—342.

Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., 1965, 248 с.

Калаченко А. А. Геология, петрохимия и генезис щелочных гранитоидов Верхне-Эспинского и Ийсорского массивов (хр. Тарбагатай). Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1972, 29 с.

Калита А. П. Пегматиты и гидротермалиты щелочных гранитов. М., 1974, 138 с.

Карта магматических формаций СССР, м-б 1 : 2 500 000. Краткая объяснительная записка. Гл. ред. Д. С. Харкевич. Л., 1971, 87 с.

Кетрис М. П., Львов Б. К. Петрографические особенности и классификация верхнепалеозойских гранитоидов Урала. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 3. Л., 1968, с. 28—61.

Коваленко В. И. Особенности метасоматических процессов в аляскитах Огнитского комплекса (Вост. Саян). — В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., 1964, с. 63—84.

Коваленко В. И. Новые представления об условиях зарождения и становления редкометалльных гранитов и метасоматитов. — В кн.: Гранитизация, граниты и пегматиты. М., 1972, с. 288—302.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненштейн Л. П., Нагибина М. С., Павленко А. С., Владыкина Н. В., Цэдэн Ц., Гундсабуу Ц., Горегляу А. В. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М., 1971, 238 с.

Коваленко В. И., Писарская В. А., Пополитов Э. И. Анализ минеральных парагенезисов с рибекит—арфведсонитом и фации щелочных гранитов. — Изв. АН СССР, 1968, сер. геол., № 9, с. 32—45.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. К вопросу о влиянии вмещающих габбро на кислотность—щелочность эндоконтактных частей гранитных и нефелин-сиенитовых массивов. — ДАН СССР, 1965, т. 161, № 1, с. 207—209.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М., 1970, 258 с.

Коваленко В. И., Окладников Л. В., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Филиппов Л. В. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. — В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М., 1965, с. 5—145.

Когарко Л. Н. Магматические равновесия в природных системах повышенной щелочности. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., 1971, с. 57—71.

Козлов Е. К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л., 1973, 288 с.

Козлов М. Т. Структура зоны сочленения комплексов протерозоя и архея в юго-восточной части Кольского полуострова. — В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968, с. 18—36.

Козырева Л. В., Филатова Р. А. Породообразующие минералы щелочных пород массива р. Песочной. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 10. Л., 1973, с. 124—130.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., 1964, 304 с.

Коптев-Дворников В. С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955, с. 122—144.

Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., 1964, с. 7—24.

Коржинский Д. С. Принципы подвижности щелочей при магматических явлениях. — В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М., 1946, с. 242—261.

Коржинский Д. С. Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности. — ДАН СССР, т. 78, № 1, 1951, с. 95—98.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР, 1952, сер. геол., № 2, с. 56—69.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. 1955, с. 220—234.

Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 21—30. (Тр. II Всесоюзного петр. совещ. АН СССР).

Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. — Изв. АН СССР, 1962, сер. геол., № 1, с. 10—25.

Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. — В кн.: Материалы ко II Конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 7—9.

Коржинский Д. С. Новый вывод уравнений метасоматической зональности. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., 1968, с. 3—8.

Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 14—21.

Костин Н. Е., Волженкова А. Я. О влиянии вмещающих пород на состав редкоземельной минерализации. — В кн.: Геология рудных месторождений, т. VII, № 1, 1965, с. 95—98.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., 1966, 168 с.

Кощечкин Б. И. Неоструктурный план северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. — В кн.: Природа и хозяйство Севера, вып. 1. Апатиты, 1969, с. 9—18.

Кратц К. О., Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия, М.—Л., 1960, с. 7—20. (МГК, XXI сессия, докл. сов. геол., пробл. 9).

Кудрин В. С. Щелочные интрузии северо-восточной части Тувы. — Сов. геология, № 4, 1962, с. 40—52.

Кудрин В. С., Кудрина М. А. О щелочных гранитоидах Восточной Тувы. — Мин. сырье, 1960, вып. 1, с. 74—77.

Кузнецов А. А. Сравнение факторов, влияющих на кристаллизацию эффузивных и интрузивных траппов. — ДАН СССР, 1965, т. 165, № 3, с. 666—669.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964, 387 с.

Кузьменко М. В., Акелин Н. А. Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбитов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М., 1965, 122 с.

Куплетский Б. М. О двух щелочных амфиболах с горы Урма-варака на Кольском полуострове. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1930, т. IV, с. 10.

Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова. — Тр. Петрограф. инст. АН СССР, 1932, сер. I, вып. 1, 152 с.

Куплетский Б. М. К вопросу о генезисе щелочных пород. — Изв. АН СССР, 1936, сер. геол., № 2—3, с. 329—339.

Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. — В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.—Л., 1937, с. 13—48.

Куплетский Б. М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., 1953, с. 153—166.

Куплетский Б. М., Воробьева О. А. Геолого-петрографические наблюдения на центральном водоразделе Кольского полуострова летом 1928 г. — Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1930, т. 60, вып. 4, с. 49—78.

Куплетский Б. М., Чумаков А. А. О происхождении щелочных гранитов Кольского полуострова. — ДАН СССР, 1948, т. LIX, № 4, с. 727—730.

Кутолин В. А. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей. — Геология и геофизика, 1964, № 2, с. 74—81.

Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов различных формаций. М., 1969, 140 с.

Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, 1972, 208 с.

Кухаренко А. А., Булах А. Г., Ильинский Г. А., Шинкарев Н. Ф., Орлова М. П. Металлогенетические особенности щелочных формаций вост. части Балтийского щита. — Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1971, т. LXXII, вып. 2, 278 с.

Кухаренко А. А., Ильинский Г. А., Иванова Т. Н., Галахов А. В. и др. Кларки Хибинского щелочного массива. Зап. Всес. мин. о-ва, 1968, т. 97, № 2, с. 133—149.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии. Л., 1969, 184 с.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., 1965, 772 с.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Л., 1934, 58 с.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Изд. 4-е. Л.—М., 1935, 495 с.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М., 1963, 447 с.

Левковский Р. Э. Геология и петрология протерозойских гранитоидных комплексов северо-западной части Кольского полуострова. Автореф. канд. дис. Киев, 1970, 19 с.

Леонтьев А. Н. Структурное положение формаций эвтектоидных гранитов и связанных с ними редкометалльных месторождений. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М., 1974, с. 80—102.

Летников Ф. А. Некоторые черты металлогенической специализации гранитоидов. — В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., 1969, с. 157—162.

Литвиненко И. В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов земной коры различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 185—180.

Литвиненко И. В., Платоженкова Л. Н., Сицарова Л. Н., Анкудинов С. А. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклиниальной зоны. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 96—103.

Личак И. Л. Коростенский магматический комплекс Волыни. — В кн.: Геология СССР, т. V. М., 1958, с. 280—288.

Лобач-Жученко С. Б., Кратц К. О., Герлинг Э. К., Горохов И. М., Кольцова Т. В., Морозова И. М., Крылов И. Н., Чекулаев В. П., Пушкарев Ю. Д., Сприндсон В. Д., Алферовский А. А. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972, 193 с.

Луниц А. Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов щелочных гранитов северо-запада СССР. М., 1972, 176 с.

Лучицкий В. И. Петрография, т. II. М.—Л., 1949, 438 с.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы и рациональная номенклатура гранитоидов. — Сов. геология, 1963, № 9, с. 30—50.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., 1968, 276 с.

Маракушев А. А. Минеральные фации гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 44—53.

Мархинин Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги. — Тр. Лаб. палеовулканологии Каз. ИМС, 1964, вып. 3, с. 138—147.

Маслеников В. А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 60—77.

Маслеников В. А., Бондаренко Л. П., Прияткина Л. А., Дагелайский В. Б., Борисова К. Д. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 15, 1963, с. 5—160.

Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., 1963, 154 с.

Минеев Д. А. Геохимия метасоматически измененных гранитоидов и редкометалльных метасоматитов северо-западного Тарбагатая. Автореф. канд. дис. М., 1965, 31 с.

Минеев Д. А. Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов северо-западного Тарбагатая. М., 1968, 185 с.

Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М., 1969, 182 с.

Морозов А. И. Сравнительная петрографическая характеристика щелочных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958а, с. 225—259.

Морозов А. И., Шукевич А. М. Щелочные граниты западной части Кольского полуострова. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958б, с. 190—196.

Морозов Л. Н. Петрология и геохимия щелочных гранитоидов Холдерминского массива (Вост. Саян). — Автореф. канд. дис., Иркутск, 1967, 18 с.

Мурхауз В. Практическая петрография. М., 1963, 480 с.

Невский В. А. Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования. — Изв. АН СССР, 1971, сер. геол., № 5, с. 47—61.

Нечаева И. А. Петрология щелочных гранитоидов Горного Алтая и их положение в формационной систематике магматических пород щелочно-гранитного состава. Автореф. канд. дис., М., 1973а, 32 с.

Нечаева И. А. Щелочные гранитоиды Горного Алтая и их редкометаллическая

минерализация. — В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М., 1973б, с. 5—25.

Н о к к о л ь д с С. Р., А л л е н Р. Геохимические наблюдения. М., 1958, 176 с.

О в ч и н н и к о в Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 57—82 (Тр. Первого Уральского петр. совещ., т. 1).

О в ч и н н и к о в Л. Н., Б о р о д и н Л. С., Л я х о в и ч В. В. Геохимия магматических пород. — Геохимия, 1970, № 4, с. 446—459.

О д и н е ц А. Ю., З а х а р о в а Н. И. Применение методов математической статистики для сравнения петрохимических особенностей пород Панского массива, Федоровой тундры и Массива 1. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 1. Апатиты, 1970, с. 174—180.

О ж о г и н В. А. Некоторые результаты статистической обработки силикатных анализов верхнепонойских щелочных гранитов и вмещающих их пород (Кольский полуостров). — ДАН СССР, т. 182, № 2, 1968а, с. 437—440.

О ж о г и н В. А. Циркон верхнепонойских щелочных гранитов как показатель их генезиса (Кольский полуостров). — ДАН СССР, т. 182, № 3, 1968б, с. 685—688.

О ж о г и н В. А. Некоторые литологические особенности метаморфических толщ, вмещающих верхнепонойские щелочные граниты (Кольский полуостров). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3. М., 1971, с. 44—55.

О р л о в а Л. И., А м ш и н с к и й Н. Н., М а р и ч И. В. Распределение аксессуарных минералов и элементов в зависимости от состава среды и формы залегания массивов. — Сов. геология, 1968, № 8, с. 126—131.

О с т р о в с к и й И. А. Условия минералообразования в некоторых водно-силикатных системах при высоких температурах и давлениях. — Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 9, 1957, 39 с.

О ч е р к и по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968, 264 с.

П а в л е н к о А. С. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., 1963а, с. 239—246.

П а в л е н к о А. С. Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород. — В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., 1963б, с. 116—129.

П а в л е н к о А. С., Б ы х о в е р В. Н. Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., 1971, с. 86—120.

П а в л е н к о А. С., О р л о в а Л. П., Ф и л и п п о в Л. В. Геохимия палингенных формаций складчатых областей. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Доклады, т. III, кн. 2, М., 1972, с. 26—68.

П а в л е н к о А. С., Ф и л и п п о в Л. В. Формации палингенных гранитоидов и факторы их рудоносности (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, ч. II. Иркутск, 1971, с. 28—47. (Тр. II сессии СГПМ).

П а з ю к Л. И. Субщелочные граниты Доломитовой вараки. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 180—189.

П е р е в о з ч и к о в а В. А., С и н и ц и н А. В. Связь тектоники и магматизма на примере карелид восточной части Балтийского щита. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 24—31.

П е р е к а л и н а Т. В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., 1966, 240 с.

П е р ч у к Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., 1964, 243 с.

П е р ч у к Л. Л. Вариации составов бедных кальцием Fe—Mg—Mn минералов щелочных пород. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., 1968а, с. 96—137.

П е р ч у к Л. Л. Принципы влияния температуры и давления на равновесия природных железо-магнезиальных минералов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968б, № 12, с. 3—30.

П е р ч у к Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970, 391 с.

П е р ч у к Л. Л., З ы р я н о в В. Н. Минеральные фации щелочности астрофиллитовых пород. — ДАН АН СССР, 1965, т. 162, № 3, 671—673.

П е т е р с и л ь б е И. А. Газовая составляющая некоторых геологических формаций Кольского полуострова и кристаллического фундамента отдельных площадей Западной Сибири. — В кн.: Происхождение щелочных пород. М., 1964, с. 94—101.

П е т р о в В. П. Современное состояние представлений о магме и проблеме гранита. — Изв. АН СССР, 1964, сер. геол., № 3, с. 3—21.

П л е т н е в а Н. И. Аксессуарная редкометалльная минерализация, связанная со щелочными анигранитами Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1967, с. 83—86.

- Подольский Ю. В. О путях кристаллизации и вторичных минералах в щелочных гранитах центральной части Кольского полуострова. — ДАН СССР, 1968, т. 178, № 4, с. 921—924.
- Подольский Ю. В. Щелочные граниты в обрамлении возвышенности Кейв на Кольском полуострове и их петрохимия. Автореф. канд. дис. М., 1970, 18 с.
- Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова, ч. 1. Л.—М., 1935, 564 с.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. — Тр. Арктического института, 1936, т. 53, 171 с.
- Полканов А. А. Плутон щелочных пород Чагве-Уайв. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 5—6, с. 771—801.
- Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. — Тр. Юбилейной научной сессии. Секция геолого-почвенных наук. Л., 1946, с. 50—71.
- Полканов А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландия—ютния южной части Балтийского щита. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1955, вып. 5, с. 5—43.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита. — В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. М., 1960, с. 57—82. (МГК, XXI сес., докл. сов. геол., пробл. 3).
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Предварительная возрастная шкала докембрия — герцинид для Балтийского щита. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.—Л., 1964, с. 176—184 с.
- Полканов А. А., Елисеев Н. А. Петрология плутона Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров). Л., 1944, 244 с.
- Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.—Л., 1967, 236 с.
- Полканов А. А., Ли-Жень У. О генезисе и эволюции щелочной магмы Хлбинского субвулкана. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 12, с. 176—186.
- Полканов А. А., Кратц К. О., Шуркин К. А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19, с. 24—45.
- Половинкина Ю. Ир. Проблема образования гранита. — В кн.: Петрографический сборник, № 2. Л., 1957, с. 123—152. (Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 21).
- Попов Б. А. О закономерностях срастания альбита с микроклином из авгитового гранита с подножья горы Чагвеуайв в Лапландии. — Тр. С.-Петербургского о-ва естествоиспытателей, 1901, т. XXXII, вып. 1, с. 54—55.
- Пополитов Э. И., Коваленко В. И. О влиянии состава расплава на поведение редких элементов. — Геохимия, 1973, № 3, с. 339—347.
- Поротова Г. А., Болгурцев Н. Н. Глубинное строение восточной части Балтийского кристаллического щита и некоторые вопросы связи с ним магматизма. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 16—24.
- Предовский А. А., Федотов Ж. А., Воинов А. С., Ахмедов А. М. Новые данные о строении и составе вулканогенно-осадочных толщ Печенги. — В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968, с. 68—76.
- Равич М. Г. Таймыр. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. Магматизм. М., 1958, с. 67—70.
- Равич М. Г. Магматические и метаморфические породы горного Таймыра. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы. М., 1960, с. 261—285.
- Рид Х. Граниты и гранитоиды. — В кн.: Проблема образования гранитов, сб. 2. М., 1950, с. 306—337.
- Робертс Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., 1972, с. 230—284.
- Розанов К. И., Минеев Д. А. Геохимическая характеристика докембрийских гранитов Приазовья. — Геохимия, 1973, № 2, с. 238—249.
- Роненсон Б. М. Внутреннее строение Вишневогорского щелочного интрузива. — Бюл. МОИП, 1965, отд. геол., т. 40, вып. 6, с. 113—122.
- Роненсон Б. М. Об условиях формирования щелочных пород Вишневых гор. — В кн.: Гранитный и щелочной магматизм. Тез. докл., т. IV. Свердловск, 1966, с. 95—96 (Второе Уральское петрографическое совещание).
- Рябчиков И. Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 49—60.
- Салоп Л. И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., 1971, с. 6—81. (Тр. ВСЕГЕИ, новая сер., т. 175).
- Сарачина Г. М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия. Л., 1972, 127 с.

Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л., 1973, 392 с.

Свешникова Е. В. Структурные особенности магматических комплексов центрального типа, связанных с кольцевыми разломами. — Изв. АН СССР, 1968, сер. геол., № 10, с. 3—14.

Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., 1973, 184 с.

Свириденко Л. П. Петрология гранитов рапакиви Салминского массива. — Изв. АН СССР, 1967, сер. геол., № 2, с. 40—55.

Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968, 116 с.

Свириденко Л. П. К проблеме генезиса рапакиви и других калиевых гранитов — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с. 152—156.

Северов Э. А. Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии. М., 1960, 67 с.

Северов Э. А. О некоторых случаях альбитизации гранитов. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса месторождений редких элементов. М., 1961, с. 136—143. (Тр. ИМГРЭ, вып. 5).

Сидоренко А. В., Ожогин В. А. Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова. — ДАН СССР, 1968, т. 180, № 3, с. 687—690.

Слободской Р. М. Критерии механизма образования гранитоидных plutонов. Новосибирск, 1971, 173 с.

Смит Ф. Физическая геохимия. М., 1968, 476 с.

Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского plutона. Львов, 1947, 139 с.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949, 331 с.

Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М., 1973, 34 с.

Соботович Э. В., Гращенко С. М., Александрук В. М., Шац М. М. Определение возраста древнейших пород свинцово-изохронным и изотопно-спектральным стронциевым методами. — Изв. АН СССР, 1963, сер. геол., № 10, с. 3—14.

Соустов Н. И. Протерозойская спилито-диабазовая формация Имандра-Варзуга на Кольском полуострове. — Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 26, петр. сер. (№ 9), 64 с.

Ставров О. Д. Рубидий — индикатор процесса дифференциации гранитных магм. — Сов. геология, 1966, № 6, с. 101—112.

Степанов А. Е. Новые и редкие минералы в щелочных гранитах Казахстана. — Тр. Каз. НИИМС, 1961, вып. 5, с. 147—161.

Степанов А. Е., Шевченко Н. Я. Мезозойский комплекс щелочных гранитоидов Зайсанской складчатой области. — Геология и геофизика, 1972, № 8, с. 44—49.

Струве Н. В. Магнитогорский интрузивный комплекс. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. — Тр. ИГГ Уральского ФАН СССР, 1970, вып. 85, с. 75—95.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964, 550 с.

Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М.—Л., 1967, 118 с.

Суслова С. Н. Полиморфизм кристаллических сланцев Западных Кейв. — Вест. ЛГУ, 1957, сер. геол. и геогр., № 12, вып. 2, с. 60—69.

Тарарин И. А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М., 1971, 144 с.

Тарасов Л. С., Зыков С. И. Геохронология докембрия Карелии и Кольского полуострова по изотопно-свинцовым данным. — В кн.: Стратиграфия и абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Тезисы научн. конф. Л., 1967, с. 16.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., 1961, 231 с.

Таусон Л. В., Анфилов В. Н., Коваленко В. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И., Трошин Ю. П. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 216—261.

Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы. М.-Б 1 : 2 500 000. М., 1964, 364 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., 1961, 592 с.

Токарев В. А. Главные глубинные разломы Кольского полуострова. — В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968, с. 37—46.

- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., 1966, 387 с.
- Тугаринов А. И., Коваленко В. И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М., 1973, 107 с.
- Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В. Геохимия щелочного метасоматоза. М., 1963, 203 с.
- Уилсон М. Е. Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., 1968, с. 236—369.
- Федоров Е. Е. О первично-осадочной природе полосчатости в щелочных гранитах центральной части Кольского полуострова. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докл. X Всесоюзного литологического совещания. М., 1973, с. 121—122.
- Фельдман В. И. Последовательность и условия кристаллизации породообразующих минералов щелочных гранитоидов Тайдутского массива. — Геология и разведка, 1969а, № 12, с. 45—54.
- Фельдман В. И. Типоморфные особенности аксессуарных минералов щелочных гранитоидов Тайдутского массива. — Вестн. МГУ, 1962б, геол., № 1, с. 61—72.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Избр. труды, т. III. М., 1955, 798 с.
- Ферштатер Г. Б. Структура и состав гранитов южного и среднего Урала как показатели условий их формирования. — В кн.: Гранитный и щелочной магматизм. Тезисы докл., т. IV. Свердловск, 1966а, с. 10—12. (Второе Уральское петрограф. совещ.).
- Ферштатер Г. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966б, 144 с.
- Ферштатер Г. Б. Кристаллизационная дифференциация и ее роль в формировании гранитных тел. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 69—83.
- Фиженко В. В. Щелочные граниты Белых тундр. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 117—126.
- Фиженко В. В., Вологовская Н. А. Массивы района Белой тундры. — В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. 1. М., 1958, с. 455—457.
- Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., 1960, с. 21—35 (МГК, XXI сес., докл. сов. геол., пробл. 9).
- Харитонов Л. Я. О геологии кольских карелид. — В кн.: Геология и геохронология докембрия (Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19, с. 45—58).
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966, 360 с.
- Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. Б. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава. — Геохимия, 1967, № 11, с. 1274—1284.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). — Геохимия, 1969, № 3, с. 273—287.
- Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б., Пугин В. А., Ревин Н. И., Солдатов И. А. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах. — Геохимия, 1971, № 9, с. 1027—1040.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. Б. Плавление и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. — Геохимия, 1972а, № 4, с. 428—436.
- Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б., Пугин В. А., Солдатов И. А., Ревин Н. И. Оливиновый толеит, его плавление и эволюция в *P-T* условиях эксперимента. — Геохимия, 1972б, № 12, с. 1470—1482.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А., Солдатов И. Д., Шевалевский И. Д. Ликвация в оливиновом толеите (экспериментальные данные). — Геохимия, № 12, 1973, с. 1763—1774.
- Хорева Б. Я. Иртышская зона смятия и ее соотношение с глубинными разломами. — Сов. Геология, 1962, № 9, с. 45—60.
- Хуан У. Т. Петрология. М., 1965, 575 с.
- Царовский И. Д. Фенитизация и мариуполитизация — типы щелочного замещения пород. — В кн.: Петрологические провинции изверженных и метаморфических горных пород. М., 1960, с. 122—132.
- Цирульников М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 78—89.
- Цирульников М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е., Сокол Р. С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 178—184.

Чирвинский П. Н. Химико-минералогическая динамика щелочных магм. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1937, т. 66, № 1, с. 124—159.

Чумаков А. А. Петрология и металлогения щелочных гранитов Кольского полуострова. — ДАН СССР, 1947, т. 57, № 1, с. 73—75.

Чумаков А. А. Химико-минералогический состав, номенклатура и систематика щелочных гранитов. — ДАН СССР, 1954, т. 98, № 3, с. 467—469.

Чумаков А. А. О происхождении щелочных гранитов Кейв. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 308—368.

Шевалевский И. Д., Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е. Зависимость поведения циркония и гафния от петрохимических особенностей магматических и щелочно-метасоматических пород. — Геохимия, 1960, № 3, с. 222—230.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., 1968, 231 с.

Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13. М., 1961, 178 с.

Щелочные граниты Кольского полуострова. Под ред. О. А. Воробьевой. М.—Л., 1958, 375 с.

Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., 1970, 248 с.

Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Малахова Л. В., Бушляков И. Н., Краснобаев А. А., Чацухина В. А. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 3—33.

Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Фоминых В. Г. Фации глубинности гранитоидов Урала. — Зап. ВМО, сер. 96, 1968, вып. 4, с. 385—393.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 5—59.

Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магмы. М., 1969, с. 47—64.

Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Магматогенные и ультраметагенные комплексы восточной части Балтийского щита и их корреляция на основе принципов формационного анализа. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 10—16.

Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, 1973, с. 4—39.

Юдин Б. А. Дайковый комплекс щелочных гранитов района р. Цаги. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 127—139.

Юдин Б. А. Щелочные граниты оз. Пурнач. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958а, с. 108—116.

Юдин Б. А. Массив к югу от оз. Пурнач. — В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. 1. М., 1958б, с. 462—466.

Юдин Б. А. Щелочные граниты района Главного хребта Волчьих, Монче-и Чуна-тундр. — В кн.: Магматические образования Кольского полуострова. М.—Л., 1962, с. 89—108.

Юдин Б. А., Федченко В. Ф. Петрохимическая и металлогеническая характеристики комплекса габбро-диабазов района озер Юпэчксты-Погерьявр. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1972, с. 142—155.

Ahrens L. N. Implications of the Rhodesia age pattern. — Geochim. et Cosmochim. — Acta, 1955, vol. 8, № 1/2, p. 1—15.

Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone sheets, ring-dykes and cauldron subsidences. — Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1936, vol. 56, pt. 2, p. 128—157.

Backlund H. G. Der Magmaaufstieg in Faltegebirgen. — Bull. Commiss. geol. Finlande, 1936, № 115, p. 293—347.

Bailey D. K., Schairer J. F. The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 atmosphere and petrogenesis of alkaline rocks. — J. Petrology, 1966, № 1, vol. 7, p. 114—170.

Barth T. F. W. The feldspar geologic thermometer. — Neues Jahrb. Min., 1951, Bd. 82, H. 1—2, p. 143—154.

Billings M. P. Ring-dykes and their origin. — N. Y. Acad. Sci., 1943, ser. 2, vol. 5, p. 131—144.

Bowen N. L. Phase Equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks. — Amer. J. Sci., 1945, vol. 243, A, p. 75—89.

Brown G. M. The effect of ion substitution on the unit cell dimensions of the common clinopyroxenes. — Amer. Mineralogist, 1960, vol. 45, № 1—2, p. 15—38.

Ernst W. G. Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. — J. Geol., 1962, vol. 70, № 6, p. 689—736.

- Furon R. The geology of Africa. London, 1963, 377 p.
- Gorai M. Ultimate origin of granite. — *Earth Sci.*, 1960, № 52, p. 1—8.
- Greenwood R. Younger intrusive rocks of Plateau Province, Nigeria, compared with the alkalic rocks of New England. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1951, vol. 62, № 10, p. 1151—1178.
- Hamilton D. L. Nephelines as crystallisation temperature indicators. — *J. Geol.*, 1961, vol. 69, № 3, p. 321—329.
- Iwao S. Petrology of the alkaline rocks of the Nayosi district, Sakhalin, Japan. — *J. Geol. Geogr.*, 1939, vol. 16, № 1—2, p. 155—204.
- Karner Frank R. Compositional Variation in the Tunk Lake Granite Pluton, Southeastern Maine. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1968, vol. 79, № 2, p. 193—222.
- Kempe D. R. C. The petrology of the Warsak alkaline granites, Pakistan, and their relationship to other alkaline rocks of the region. — *Geol. Mag.*, 1973, vol. 110, № 5, p. 385—404.
- Korn H. and Martin H. The messum Igneous Complex in South-West Africa. — In: *Transactions and Proceedings of the Geol. Soc. of South Africa*, vol. LVII. Johannesburg, 1954, p. 83—124.
- Lombard B. V. The felsites and their relations in the Bushveld complex. — In: *Transactions Geol. Soc. South Africa*, vol. XXXV. Johannesburg, 1933, p. 125—190.
- Mack R. Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no estado do Parana e sua posição dentro das fases orogênicas algonquianas. — *Bull. de univ. Parana*, 1961, Geol., № 4, p. 52.
- Marmo V. The petrochemistry of some precambrian granites of West Africa and a petrochemical comparison with the Svecofennide granites of Finland. — *Amer. J. Sci.*, 1955, vol. 253, № 7, p. 391—417.
- Matsumoto T. Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the Upper mantle. — In: *The Upper mantle Symposium*. Copenhagen, 1965, p. 112—126.
- Miyashiro A. The ranges of chemical composition of nepheline and their petrogenetic significance. — *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1954, vol. 1, № 4—6, p. 278—283.
- Miyashiro A. The chemistry, optics and genesis of the alkali-amfiboles. — *J. of the Faculty of Science University of Tokyo*, 1957, Section II, vol. 11, pt. 1, p. 57—83.
- Murthy M. V. N., Venkataraman P. K. Petrogenetic significance of certain platform peralkaline granites of the World. — In: *The Upper Mantle simposium*. New Delhi, 1964 (Copenhagen, 1965), p. 127—149.
- Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma. — *Amer. J. Sci.*, 1959, vol. 257, № 9, p. 609—647.
- Philips S. C. A riebeckite rock from Shetland. — *Geol. Mag.*, 1926, vol. 63, p. 272.
- Polderwaard A., Hess H. H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. — *J. Geol.*, 1951, vol. 59, № 5, p. 472—489.
- Roedder E., Weiblen P. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas evidenced by melt inclusions in lunar rocks. — *Science*, 1970, vol. 167, p. 641—644.
- Roedder E., Weiblen P. Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks. — In: *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference*, 1970, vol. 1, p. 801—837.
- Sabine P. A. The geology of Rockall, North Atlantic. — *Bull. Geol. Surv. Gr. Brit.*, 1960, № 16, p. 156—178.
- Saha A. K. Emplacement of three granitic plutons in southeastern Ontario, Canada. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1959, vol. 70, № 10, p. 1293—1326.
- Said R. The geology of Egypt. — In: *Elsevier Publ. Amsterdam*, 1962, p. 377.
- Schairer F. M., Yoder H. S. The nature of residual liquids from crystallisation with data on the system nepheline—diopside—silica. — *Amer. J. Sci.*, 1960, vol. 258, ser. A., p. 273—283.
- Schairer J. F., Yoder H. S. Crystallization in the system nepheline—ferrosterite—silica at one atmosphere pressure. — *Carnegie Inst., Year Book*, 1961, Bd. 60, p. 141—144.
- Schürmann H. M. E. Massengesteine aus Ägypten. — *Neues Jahrb.*, 1958, *Geol. Pal. Äbh.*, Bd. 107, № 1 u. 108, № 2, p. 103—136; p. 127—149.
- Sørensen H. On the apatitic rocks. — In: *Rep. 21 Sess. Inter. Geol. Congr. Copenhagen*, 1960, pt. 13, p. 319—327.
- Streckeisen A. L. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. — *Neues Jahrb. Mineralogie*, 1967, *Abh.* 107, Bd. 2, p. 144—214; Bd. 3, p. 215—240.
- Tilley C. E. An alkali facies of granite at granite-dolomite contacts in Skye. — *Geol. Mag.*, 1949, vol. 86, № 2, p. 81—93.
- Tixeront M. Les formations précambriennes de la région mineralisée en cuivre de Bou-Skour (Anti-Atlas marocain). — *Notes et mem. Serv. geol. Maroc.*, 1971, № 237, p. 181—202.
- Toulin P. Notes on a peralkaline granite from Cashes Ledge, Gulf of Maine. — *Amer. Mineralogist*, 1957, vol. 42, № 11—12, p. 912—915.

T o u l m i n P. Composition of feldspars and crystallisation history of the Granite-syenite complex near Salem, Mass. — Rep. 21 Sess. Inter. Geol. Congr., pt. 13. Copenhagen, 1960, p. 275—286.

T u t t l e O. F. Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic silicate rocks. — J. Geol., 1952, vol. 60, p. 107—124.

T u t t l e O. F., B o w e n N. L. Origin of Granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . — Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, vol. 74, p. 153.

V i n e J. D. Geology of the Stanford—Hobson area, central Montana. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1956, p. 405—470.

W e t h e r i l l G. H. Discordant uranium—lead Ages. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, vol. 37, № 3, p. 320—326.

J a c o b s o n R. R. E., M a c l e o d W. N., B l a c k R. Ring—complexes in the younger granite of Northern Nigeria. — Geol. Soc., 1958, № 1, p. 71.

	Стр.
П р е д и с л о в и е	3
В в е д е н и е	5
Г л а в а 1. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ МАС- СИВОВ И ВОЗРАСТ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ . . .	10
Размещение интрузий	10
Возраст пород по радиологическим данным	15
Строение массивов	18
Механизм внедрения магмы	41
Г л а в а 2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ФОР- МАЦИИ	49
Некоторые замечания к классификации	49
Петрографическая характеристика пород	55
Текстуры и структуры	68
Породообразующие минералы	73
Акцессорные минералы	95
Парагенезис минералов и фациальные условия становления пород . . .	110
Г л а в а 3. ХИМИЗМ ПОРОД ФОРМАЦИИ	118
Щелочные гранитоиды	118
Сиениты и нефелиновые сиениты	125
Эволюция химического состава пород	125
Г л а в а 4. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ФОРМАЦИИ . . .	127
Закономерности распределения редких и рассеянных элементов	127
Редкие щелочные элементы	134
Редкоземельные элементы (р. з. э.) и иттрий	137
Цирконий и гафний	142
Г л а в а 5. ГЕНЕЗИС ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ	145
Общие замечания	145
Природа щелочных гранитоидов	148
Происхождение родоначальной магмы пород формации	165
Эволюция родоначальной магмы	170
Г л а в а 6. ПОЛОЖЕНИЕ ФОРМАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И СИЕ- НИТОВ СРЕДИ ГРАНИТОИДОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА . . .	179
Особенности формаций гранитоидов	179
Гранодиорит-тоналит-плагмограниты	184
Габбро-диорит-плагмограниты	185
Мигматит-граниты и анатектит-граниты	185
Лейкократовые граниты и аляскиты	186
Интрузивные эндербиты-чарнокиты	189
Гранодиорит-граниты (порфиоровидные граниты)	189
Отличие щелочных гранитоидов от гранитоидов других формаций . . .	190
Г л а в а 7. ОБЩЕЕ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТ- РОВА И МИРА	197
З а к л ю ч е н и е	207
Л и т е р а т у р а	209

2

2 р. 34 к.

1809



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ