

**МИГМАТИЗАЦИЯ
И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ
В РАЗЛИЧНЫХ
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ
РЕЖИМАХ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

МИГМАТИЗАЦИЯ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В РАЗЛИЧНЫХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМАХ

Ответственный редактор:

доктор геол.-минер. наук *Ф. П. МИТРОФАНОВ*



ЛЕНИНГРАД
ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985



Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах /

В.А. Г л е б о в и ц к и й, Т.Ф. З и н г е р, И.К. К о з а к о в,
А.Б. К о т о в, Д.П. К р ы л о в, М.М. М а н у й л о в а, Ф.П. М и
т р о ф а н о в, К.В. О р л о в с к а я, Л.М. С а м о р у к о в а,
И.С. С е д о в а, Л.: Наука - 1985. - 310 с.

Рассматриваются геология и петрология мигматитов и гранитоидов, сформированных в кианит-силлиманитовом и андалузит-силлиманитовом геотермических режимах. Методами структурного анализа установлена последовательность анатектической мигматизации, гранитизации и становления тел автохтонных и параавтохтонных гранитоидов и их соотношения с аллохтонными магматическими образованиями. Петролого-генетические выводы основываются на результатах парагенетического анализа, изучении включений минералообразующих сред и состава флюида методом газовой хроматографии. Применение факторного анализа позволило выявить основные пути вещественной эволюции и дифференциации ультраметаморфических комплексов в различных термодинамических режимах в процессах последовательного проявления анатексиса, диатексиса, метасоматоза горных пород и магм и формирования гранитоидных магматических очагов. Обобщение данных по составу газов метаморфических пород и гранитоидов привело к заключению о существовании во время ультраметаморфизма стационарного флюидного потока, окисляющегося в процессе взаимодействия с метаморфизирующимися толщами и обогащающегося во фронтальной части водородом и углекислотой вследствие взаимодействия с магмой.

Библиогр. 183 назв. Ил. 67. Табл. 55.

Р е ц е н з е н т ы:

С.Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО и Г.М. БЕЛЯЕВ

Проблема термодинамического режима глубинного петрогенезиса в различных тектонических структурах литосферы, поставленная десять лет назад в работах ряда исследователей (Перчук, 1972, 1973; Глебовицкий, 1973; и др.) и обсуждавшаяся на II симпозиуме по метаморфизму в 1974 г. (Термодинамический режим..., 1976), не потеряла актуальности до настоящего времени, так как физико-химические условия эндогенных процессов прямо связаны с режимами вертикальных тектонических движений в подвижных областях, а значит и являются их отражением (Цикличность..., 1978; Московченко, 1982; Высокоградиентные..., 1982; и др.). Особое место в этой проблеме занимает вопрос о термодинамических и флюидном режимах гранитизации и формирования очагов кислых магм в земной коре вследствие ультраметаморфических ее преобразований.

Первую попытку проследить петрохимические различия гранитоидных магм, формирующихся в метаморфических поясах с высокоградиентными (андалузит-силлиманитовый тип) и умеренно-градиентными (кианит-силлиманитовый тип) режимами глубинного петрогенезиса, предпринял А. Холл (Hall, 1971), сделавший вывод о калиевой специализации первых и натриевой вторых на основании данных по герцинидам и альпидам Европы. Однако вскоре (Раннедевонские..., 1975) было показано, что в действительности зависимости состава гранитоидов от термодинамического режима более сложные, а вариации флюидного режима генерации коровых очагов магм могут существенно повлиять на их состав и обусловить формирование калиевых гранитов в поясах кванит-силлиманитового типа. В процессе исследования энсиалических зон поясов альпийского типа было показано (Эволюция..., 1981), что натриевая специализация развитых в их пределах гранитоидов проявляется независимо от геотермического режима метаморфизма, а обусловлена процессами взаимодействия флюидных потоков с мантийными базальтоидными магмами.

В процессе исследований общих особенностей термодинамического режима метаморфизма и ультраметаморфизма были намечены ведущие закономерности изменения флюидных систем с глубиной. В частности, было показано, что в силу высокой восстановленности ювенильных газовых потоков фугитивности воды при высоких давлениях низки. Это обуславливает смещение пограничных для ми-

неральных фаций метаморфических пород реакций дегидратации в область низких температур и резкое возрастание температур формирования гранитоидных магм (Перчук, 1972, 1973; Глебовицкий, 1973; и др.). В процессе взаимодействия восстановленных флюидов, богатых молекулярным водородом, с метаморфизирующимися толщами пород происходит их окисление, возрастает фугитивность воды (f_{H_2O}) и создается благоприятная ситуация для проявления гранитизации путем магматического замещения. По мнению Л.Л. Перчука (1973), максимально высокие значения этой величины (f_{H_2O}) достигаются при $P_{общ} = 5-6$ кбар. Действительно, анализ процессов гранитообразования, например, показывает (Цикличность..., 1978), что процессы анатексиса в глубинных гранулитовых комплексах происходят при высоких температурах и, соответственно, низких значениях f_{H_2O} , что и обуславливает низкую насыщенность водой генерирующихся на этом уровне кислых магм. Тем не менее уровень глубинности, соответствующий максимуму f_{H_2O} и в областях проявления гранитизации отвечающий обычно давлению 5-7 кбар (Глебовицкий, Бушмин, 1983), может меняться в зависимости от геодинамической обстановки и от ряда других причин, которые будут обсуждаться в настоящей работе.

Геодинамические обстановки, в которых проявляются эндогенные процессы, определяя непосредственно их термодинамические режимы, оказывают существенное влияние на характер ультраметаморфизма, состав и тектоническую локализацию очагов кислых магм. Процессы корового гранитообразования контролируются массопереносом флюидными потоками и режимом теплопередачи, т.е. режимом прогрева метаморфизирующихся толщ. По соотношению скоростей прогрева и массопереноса можно выделить два крайних пути эволюции ультраметаморфизма (Седова, Глебовицкий, 1984). Первый характеризуется относительно малыми скоростями прогрева, благодаря чему перед магматическим фронтом развивается фронт гранитизации и метасоматической подготовки плавления. Второй путь определяется относительно высокими скоростями прогрева, что обуславливает быстрое развитие анатексиса и диатексиса, приводящего к формированию очагов кислых магм без предварительной метасоматической подготовки, поглощение флюидного потока зонами плавления и широкое проявление аллохимических преобразований (гранитизации) на поздних стадиях эволюции после консолидации интрузивов. Очевидно, что реализация первого пути наиболее вероятна в поясах кианитового, а второго - андалузитового типа, хотя возможны и исключения из этого правила из-за вариаций интенсивности флюидных потоков.

Этот краткий обзор предшествующих исследований показывает, что на характер гранитообразования, на закономерности эволюции химического состава гранитоидов, на состав, структуру и тектоническую локализацию магматических очагов влияют как физико-химические, так и геодинамические факторы. Поэтому решение вопроса

о термодинамическом и флюидном режимах гранитообразования и формирования коровых очагов кислых магм, что является задачей настоящего исследования, должно базироваться на комплексном изучении особенностей структуры ультраметаморфических гранитоидов, последовательности формирования пород различных генетических типов, состава и условий образования минеральных парагенезисов, петрохимии гранитоидов, состава и эволюции флюидных систем и физико-химических условий их взаимодействия с магмами.

Необходимость комплексного подхода к решению проблемы определила разнообразие использованных в работе методических приемов. В каждом случае был проведен структурно-геологический анализ толщ, подвергавшихся ультраметаморфизму, с целью установить последовательность формирования и структуру мигматитовых полей и тел гранитоидов, степень перемещения (аллохтонности) продуктов ультраметаморфизма и выявить цикличность в его эволюции. Важным моментом структурно-геологического анализа является выявление сопряженных с мигматизацией и гранитизацией горизонтальных тектонических потоков (Миллер, 1982), знаменующих собой появление горизонтально ориентированных зон частичного плавления корового вещества, так как дальнейшая эволюция этих гравитационно-неустойчивых систем приводит к инверсии плотностей, подъему диапиров и развитию очагов магм в процессе декомпрессии при диатексисе или аккумуляции рассеянного расплава.

В решении поставленных задач особое значение имеет применение комплекса методов термо- и барометрии метаморфических пород и гранитоидов для выявления градиентов термодинамических параметров в зонах ультраметаморфизма и эволюции условий мигматизации и гранитизации. Из числа термобарометров, основанных на принципе фазового соответствия, предпочтительным является гранат-биотитовый, так как он наилучшим образом согласован с принятой нами петрогенетической решеткой (Глебовицкий, 1976; Глебовицкий, Другова, 1979), применяемой для общей оценки физико-химических условий регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Наиболее надежным и информативным методом термо- и барометрии метаморфических пород является метод гомогенизации газовой-жидких с кристаллами соли и расплавных включений минералообразующих сред. Изучение последних особенно важно, так как позволяет не только определить температуры плавления гранитоидов и формирующихся при ультраметаморфизме магм, но и достоверно установить сам факт плавления.

В процессе исследования большое внимание уделялось изучению состава гранитоидов и его эволюции в ходе ультраметаморфизма. Большое число химических анализов пород (около 500) требовало применения разнообразных приемов математической обработки. Помимо вычисления элементарных статистик и определения значимости различий гранитоидов выделенных групп применялся метод расчета уравнений дискриминантных функций, позволяющий оценить меру и достоверность разделения выборок в многомерном простран-

стве параметров состава пород. Это само по себе позволяет проследить основные тенденции в эволюции состава гранитоидов в течение цикла гранитообразования. Более детальное исследование названных тенденций возможно на базе факторного анализа, и в частности — метода главных компонент как одной из эффективных его модификаций. Этот метод позволяет выразить состав пород в комплексных величинах главных факторов, отражающих наиболее сильные связи между содержаниями петрогенных окислов, а значит и способности дифференциации вещества в процессе фракционного плавления метаморфизирующихся пород или фракционной кристаллизации, возникших при анатексисе или диатексисе магм. Сопоставление результатов факторного анализа с принятыми физико-химическими моделями гранитообразования позволяет проследить эволюцию и установить тип изучаемых систем.

Флюидный режим метаморфизма и ультраметаморфизма устанавливался не только при общем анализе минеральных парагенезисов и при исследовании включений минералообразующих сред, но и на основании данных о составе законсервированных в породах флюидов, полученных методом газовой хроматографии в лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии ИЗК СО АН СССР (Иркутск) под руководством Ф.А. Летникова (всего около 250 анализов). Прямое использование этих данных позволяет составить лишь качественное представление об основных тенденциях в эволюции флюидных систем, так как полученный при анализе их компонентный состав не соответствует условиям эндогенного процесса. Был предложен простой способ пересчета компонентного состава на определенные независимыми методами условия минералообразования, и Д.П. Крыловым составлена программа для ЭВМ. Полученные таким путем общие характеристики флюида не противоречат данным о физико-химических условиях процессов метаморфизма и ультраметаморфизма. Поэтому можно считать, что закономерности эволюции флюидных систем установлены с достаточной достоверностью.

В качестве основных объектов исследования выбраны ладожский и беломорский комплексы на Балтийском щите, отличающиеся как историей эндогенных процессов, так и термодинамическими режимами их проявления (рис. 1).

В восточной части Балтийского щита выделяются два геоблока земной коры, отличающиеся типом геологического развития и временем завершения активной тектонической эволюции и кратонизации — Свекофеннский и Кольско-Карельский (Земная кора..., 1978). Первый из них представляет область проявления полного свекофеннского цикла геологического развития в интервале времени 2200–1700 млн. лет, включающего седиментацию и вулканизм, меняющие свой характер по латерали и отражающие тем самым изменение на площади геоблока тектонического режима эволюции, следовательно проявляющиеся деформации земной коры, основной и кислый магматизм, региональный метаморфизм и ультраметаморфизм в высокоградиентном режиме (андалузит-силлиманитовый тип). Комплексы пород, сформированные в досвекофенские эпохи

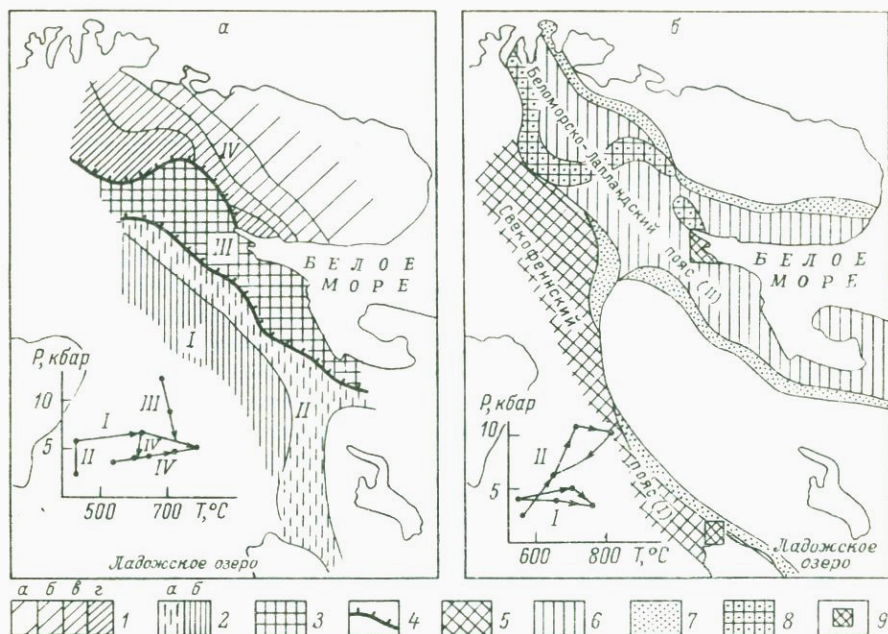


Рис. 1. Палеотермические схемы восточной части Балтийского щита (Земная кора..., 1978).

Периоды: а - ребольский, б - свекофеннский.

1 - андалузит-силлиманитовая серия (а - ставролитовая, б - гранат-биотит-силлиманит-мусковитовая, в - гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовая субфации фации куммингтонитовых амфиболитов, г - гранулитовая фация); 2 - кианит-силлиманитовая фаціальная серия (фации: а - зеленых сланцев, б - альмандиновых амфиболитов); 3 - фации альмандиновых амфиболитов особо высоких давлений; 4 - зоны глубинных разломов. Основные структуры (рис. 1, а): I - Западно-Карельский сегмент, II - Хаутоварско-Койкарская и Восточно-Карельская мобильно-проницаемые зоны, III - Беломорский мегаблок, IV - Кольский мегаблок, 5 - андалузит-силлиманитовая и 6 - кианит-силлиманитовая фаціальные серии, 7 - зоны горизонтальных температурных градиентов, 8 - гранулитовая фация высоких давлений (лапландские гранулиты), 9 - участки детальных работ.

геологического развития, в более или менее неизменном виде сохранились на северо-восточной окраине геоблока, где обнаруживаются разрозненные выходы основания подвижной области, перекрытые базальными толщами свекофеннид. На всей остальной территории эти древние комплексы пород испытали крайне интенсивную эндогенную переработку. Можно лишь предполагать их присутствие в таких структурах, как массивы Васса и Центрально-Финляндский.

Второй, Кольско-Карельский, геоблок характеризуется ярко выраженной полициклическостью и латеральной неоднородностью. В его пределах выделяются в целом мало переработанные фрагменты двух более или менее активизированных эпиархейских кратонов, слагающих сейчас Кольский и Карельский мегаблоки, и разделяющий их Беломорско-Лапландский пояс длительной тектонической активизации, который входит в состав Беломорского мегаблока. Последний обнаруживает большое сходство с так называемыми подвижными поясами без геосинклинальной подготовки (Этапы и типы эволюции..., 1981).

Важнейшими временными реперами в истории Кольско-Карельского геоблока, устанавливаемыми на основании геологических, структурных и петрологических наблюдений, являются события эндогенной активности ребольского цикла (около 2800 млн. лет), выразившиеся в повсеместном проявлении многостадийной складчатости общего смятия (приводящей, в частности, на определенных этапах эволюции к формированию протяженных горизонтальных тектонических потоков в Кольском и Беломорском мегаблоках), регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, основного и кислого магматизма (Тектоника..., 1974; Земная кора..., 1978). Они привели к стабилизации архейских гранит-зеленокаменных областей и формированию эпиархейских кратонов, фрагментарно представленных в Кольском и Карельском мегаблоках (Гранитоидные формации..., 1978; Геология и петрология..., 1978) и к существенной перестройке структуры земной коры Беломорского мегаблока (Былинский и др., 1982). В пределах последнего ребольский цикл развития ознаменовался мощным проявлением инициального основного магматизма, регионального высокобарического метаморфизма с формированием эклогит-гнейсового комплекса при $P=8-10$ кбар и T около $700-750$ °C, позже – проявлением раннескладчатого гоналит-трондьемитового магматизма, зонального метаморфизма на фоне снижающейся глубинности, сопровождающегося мощным ультраметаморфизмом в режиме кианит-силлиманитовой серии повышенных давлений (серия Б₂, Глебовицкий, 1976). Эти эндогенные процессы, начавшись в Беломорско-Лапландском поясе, интенсивно проявлялись и в соседних мегаблоках. Однако их термодинамические режимы существенно отличались от только что упомянутых. В пределах эпиархейских кратонов формировались зональные метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового типа, отвечающие высокоградиентным режимам эндогенных процессов.

Таким образом, во время ребольского цикла геологического развития формировались сопряженные метаморфические пояса, различающиеся термодинамическими режимами глубинного петрогенезиса, обусловленными режимами вертикальных тектонических движений. Осевая зона беломорид явилась зоной наиболее интенсивных нисходящих движений участков земной коры, подвергнутых магматической базификации на ранней стадии рассматриваемого цикла эволюции, что и определило тенденцию к переохлаждению структуры и низкоградиентный характер эндогенных процессов (Высокоградиентные..., 1982).

Доробольский период развития Беломорского мегаблока выявляется лишь на отдельных участках. Для района дер. Поньгомы доказано, что к доробольским образованиям относится гранулитовый комплекс повышенных давлений (около 9 кбар), представленный ассоциацией двупироксеновых и двупироксен-гранатовых кристаллических сланцев и гнейсов, мраморов и кальцифиров, высокоглиноземистых биотит-гранатовых гнейсов. Они интенсивно мигматизированы и гранитизированы с формированием чарнокит-мигматитов, чарнокитов и чарнокитовых пегматитов. Доробольские гранулиты устанавливаются и в районе Керчуга, а в виде реликтов среди мигматитов амфиболитовой фации они наблюдаются в районе оз. Толванда, пос. Чулы и во многих других местах (Флюидный режим..., 1980; Высокоградиентные..., 1982).

Постребольский, селецко-свекофеннский, цикл геологического развития ознаменовался новой активизацией эндогенных процессов в Беломорском мегаблоке на фоне относительно стабильного состояния соседних мегаблоков. Инициальный магматизм, по-видимому, проявлен несинхронно в юго-западной и северо-восточной частях Беломорско-Лапландской зоны, что отражает латеральную миграцию зон максимальной тектонической активности в течение рассматриваемого цикла. В первом случае в юго-западной части он выражен многочисленными телами дифференцированных габбро-норитов и лерцолитов (комплекс друзитов II, Земная кора..., 1978), прорывающих мигматиты ребольского цикла и интрузирующихся комплексом раннескладчатых чарнокитов (Вичанский и Топозерский массивы) с возрастом около 2400 млн. лет (Шемякин, 1972; Геология и магматизм..., 1974; Малов, 1974; Малов, Шарков, 1978; и др.). Они синхронны с инициальным высокобарическим метаморфизмом, приводящим к преобразованию базитов в эклогитоподобные породы при давлении до 10 кбар. В северо-восточной части Беломорско-Лапландского пояса начальные этапы эволюции собственно свекофеннского цикла ознаменовались формированием норит-габбро-анортозит-мангеритовой ассоциации интрузивных пород, явившихся дифференциатами высокоглиноземистых андезитов-базальтовых магм. Синхронно с ними проявляется метаморфизм гранулитовой фации повышенных давлений (лапландский тип, Гранулитовая фация..., 1972) в зоне Лапландского глубинного разлома, насыщенного основными интрузиями, и амфиболитовой фации (пиргарнитовой субфации) столь же высоких давлений (до 11-12 кбар) в удалении от разлома (Прияткина, Шарков, 1979).

Развитие Беломорского мегаблока завершилось формированием латеральной метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа, синхронной с зональностью в Свекофенском геоблоке, но отличающейся геотермическим режимом формирования. Наиболее высокотемпературные преобразования локализованы в осевой части рассматриваемого мегаблока, где как раз широко проявлен наложенный ультраметаморфизм, подробно рассматриваемый в настоящей монографии.

Таким образом, в селецко–свекофеннское время на территории Балтийского шита существовали две синхронно развивавшиеся структуры литосферы – Свекофеннский и Беломорско–Лапландский метаморфические пояса. Если для первого из них были характерны лишь слабо выраженные тенденции к быстрым нисходящим движениям в ранние стадии погружения и формирования геосинклинального трога и широкое проявление эндогенной активности в связи с воздыманием осевой части структуры (Геологическое развитие..., 1970), то для второго характерен хорошо выраженный демиссионный этап развития с формированием глубоких отрицательных термических аномалий. Эти тенденции к переохлаждению коры так четко проявляются и были они так сильно выражены, что относительно низкоградиентные режимы глубинного петрогенезиса существовали здесь не только на раннем, но сохранились и на главном этапе тектоно–метаморфического цикла, во время широкого проявления ультраметаморфизма и зонального метаморфизма.

Г.А. Беляев, С.Б. Лобач–Жученко и Ю.В. Миллер внимательно ознакомились с рукописью и сделали ряд серьезных замечаний, которые помогли авторам при подготовке работы к печати. Ф.А. Летников и его коллеги выполнили большое количество анализов газов из пород исследованных комплексов. Д.П. Крылов кроме участия в написании некоторых разделов монографии существенно помог авторам в обработке петрохимической и геохимической информации на ЭВМ. Г.А. Косарева, Т.А. Соколова, Л.П. Волкова подготовили графические приложения. Всем перечисленным товарищам авторы выражают искреннюю признательность.

В настоящее время Северо-Западное Беломорье рассматривается как область полициклического развития раннедокембрийских эндогенных процессов. В основе этих представлений лежат полученные в последнее время данные (Беломорский комплекс..., 1962; Дук, 1967; Эз, 1967, 1968; Куклей, 1968, 1971; Стенарь, 1969, 1972; Стенарь, Володичев, 1970; Сыстра, 1972, 1975; Володичев, 1975, 1977), свидетельствующие о длительной и сложной структурно-метаморфической эволюции пород беломорского мегакомплекса, в истории геологического развития которого можно выделить по крайней мере три-четыре тектоно-метаморфических цикла (табл. 1), соответствующие в провинциальной структурной шкале (Лазарев, 1973) доребольской, ребольской, селецкой и свекофеннской эпохам складчатости (Земная кора..., 1978).

После публикации результатов исследований Н.Г. Судовикова (1939, 1955) и К.А. Шуркина (1957, 1960; Беломорский комплекс..., 1962) район Северо-Западного Беломорья стал известен как один из классических примеров докембрийских ультраметаморфических мегакомплексов. По материалам исследований в этом регионе создана подробная морфологическая классификация мигматитов, намечены некоторые общие закономерности их региональной пространственной и структурной локализации и, наконец, разработаны основные методические приемы картирования мигматитовых полей. Однако последовательность проявления процессов мигматито- и гранитообразования и их связь с отдельными этапами геологической истории Северо-Западного Беломорья изучены пока еще далеко недостаточно.

В последние годы при изучении ультраметаморфических комплексов наряду с традиционными геологическими методами все более широкое применение находят методы структурной петрологии (Turner, Weiss, 1963; Казаков, 1976; Эз, 1978). Основной принцип современного подхода к реконструкции последовательности проявления процессов мигматито- и гранитообразования в областях полициклического развития эндогенных процессов заключается в изучении соотношений гранитоидов с разновозрастными структурными формами, последовательность образования которых выступает в качестве системы относительных временных точек отсчета, позволяющих оценить возрастное положение гранитоидов в хронологической шкале

Т а б л и ц а 1

Последовательность геологических событий в Чупинском сегменте Беломорского мегаблока (Земная кора..., 1978)

Складчатость		Характеристика складчатых структур	Эпохи складчатости по провинциальной структурной шкале	Метаморфизм*	Магматизм**
цикл	стадия				
III и IV	Поздняя	Открытые лежачие складки (радиальное сжатие), субмеридиональные зоны расщепления; прерывистые системы складок северо-западного и субмеридионального простирания (тангенциальное сжатие); складки северо-восточного простирания (тангенциальное сжатие)	1800 млн. лет Позднекарельская (свекофеннская)	Период кратонизации Ставролитовая и гранат-кианит-биотит-мусковитовая субфации фации альмандиновых амфиболитов, повышенные давления (серия Б ₂ , 7-8 кбар)	Мусковитовые пегматиты (1800-1750 млн. лет), плагиомикроклиновые граниты III группы (2020±90 млн. лет)
	Межскладчатый интервал. Этап промежуточной консолидации				
	Средняя	Складки субширотного простирания с вертикальными осевыми поверхностями (тангенциальное сжатие)	Селецкая	Гранат-кианит-биотит-ортоклазовая и гранат-кианит-биотит-мусковитовая субфации фации альмандиновых амфибо-	Плагиомикроклиновые граниты II группы (2170±50, 2320±110 млн. лет), лерцолиты, габбро-нориты (поздние друзиты II группы)

				литов повышенных давлений (серия Б ₂ , 7-8 кбар) Пиргарнитовая субфация, высокие давления (9-10 кбар)	
	Межскладчатый интервал. Разломы, зоны агматитов субмеридионального простирания. Этап промежуточной консолидации		2400 млн. лет		
	Ранняя	Складки северо-западного простирания с вертикальными осевыми поверхностями (тангенциальное сжатие)	Второй этап ребольской складчатости	?	?
	Межскладчатый интервал				Дайки габбро-норитов (ранние друзиты II группы)
	Поздняя	Главные складчатые структуры северо-западного простирания (тангенциальное сжатие)	2700-2800 млн. лет Первый этап ребольской складчатости	Гранат-кианит-биотит-ортоклазовая субфация фации альмандиновых амфиболитов, умеренные давления (серия Б ₁)	Пегматиты, плагиомикроклиновые граниты
	Ранняя				

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Складчатость		Характеристика складчатых структур	Эпохи складчатости по провинциальной структурной шкале	Метаморфизм*	Магматизм**
цикл	стадия				
		Первоначально лежачие изоклиналильные складки (радиальное сжатие); изоклиналильные складки первоначально с крутыми осевыми поверхностями (тангенциальное сжатие)		Та же и пиргарнитовая субфации, высокие давления (серия Б ₂ , 9.5-11 кбар)	Существенно плагиоклазовые, реже плагиомикроклиновые граниты I группы (2640±130 млн. лет); перидотиты, габбро-нориты, анортозиты (друзиты I группы)
		Межскладчатый интервал			
I		Изоклиналильные складки	Доробольская	Гранулитовая фация повышенных и умеренных давлений	Гиперстенновые диориты, чарнокит-мигматиты (район Поньгом-наволока)
			Накопление пород беломорской серии		Толетитовые базальтоиды в эффузивной и интрузивной фациях

* Использована схема минеральных фаций метаморфических пород, предложенная В.А. Глебовицким (1973, 1977).

** Возраст гранитоидов по данным изохронного Rb-Sr метода (Горохов и др., 1981).

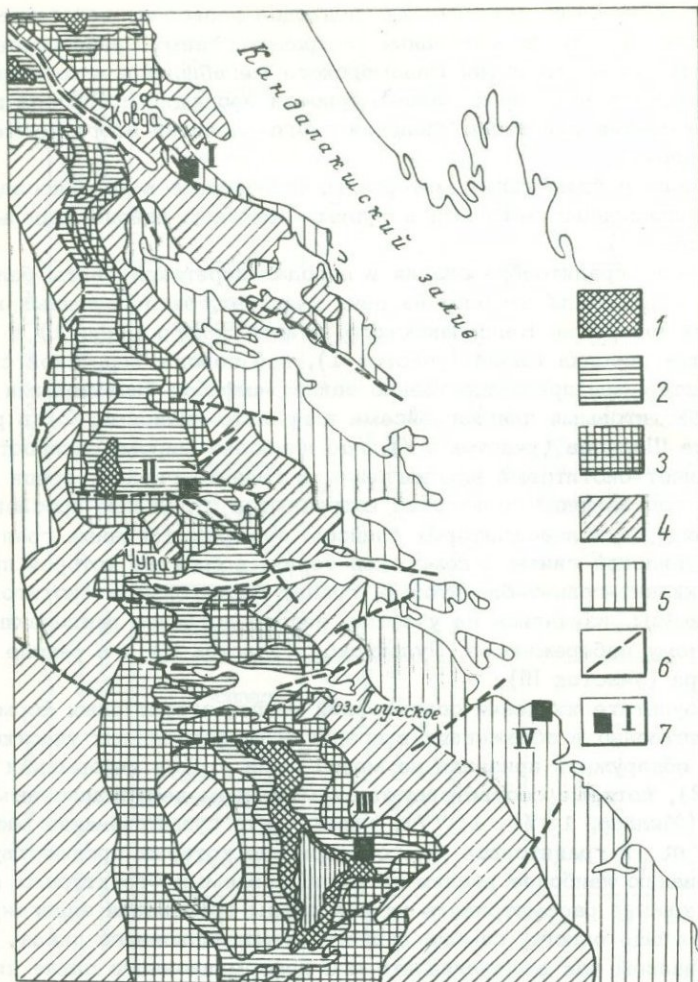


Рис.2 Схематическая геологическая карта Северо-Западного Беломорья (Беломорский комплекс..., 1962).

Свиты: 1 - князегубская, 2 - чупинская, 3 - лоухская, 4 - хетоламбинская, 5 - керетская; 6 - разломы; 7 - положение изученных участков.

последовательности геологических событий для данного региона. Другим, на наш взгляд, не менее перспективным подходом в исследовании процессов гранитообразования является изучение особенностей структурной локализации мигматито- и гранитообразующего вещества при складчатых движениях, что дает возможность получить ответы на целый ряд вопросов, имеющих прямое отношение к проблеме зарождения и отделения расплавов гранитоидного состава при ультраметаморфизме.

Применение этих методических подходов позволило восстановить последовательность формирования ультраметагенных гранитоидов на различных этапах развития Беломорского мегаблока и в конечном итоге наметить некоторые закономерности эволюции процессов гранитообразования в истории геологического развития этого сегмента земной коры.

В основе работы лежат материалы, полученные в ходе исследований, выполненных авторами в Чупино-Лоухском районе Карельской АССР (рис. 2).

Процессы гранитообразования в породах керетской свиты беломорской серии были изучены на двух участках, расположенных на западном побережье Кандалакшского залива Белого моря: 1) в окрестностях поселка Ковда (участок I), где породы керетской свиты представлены преимущественно эпидот-амфибол-биотитовыми и эпидот-биотитовыми плагиогнейсами и гранито-гнейсами; 2) в районе мыса Шарапов (участок IY), где наиболее широко распространены эпидот-биотитовые плагиогнейсы и гранито-гнейсы, среди которых в подчиненном количестве встречаются отдельные прослои биотитовых двуполеовшпатовых гнейсов. Ультраметагенные гранитоиды чупинской свиты беломорской серии, в составе которой преобладают кианит-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы, изучались на участке, непосредственно прилегающем к северному побережью оз. Пулонгское (участок II) и в районе Вехозера (участок III).

В результате изучения соотношений малых структурных форм непосредственно в обнажениях в пределах исследованных участков удалось обнаружить признаки не менее семи этапов деформации (табл. 2), которые соответствуют двум полным деформационным циклам (Миллер, 1973, 1977). Кроме того, существование мигматитов m_n и гранитоидов γ'_n , образование которых предшествует формированию наиболее ранних из распознаваемых структурных форм, дает основание рассматривать их как следы проявления эндогенных процессов еще одного, самого раннего, деформационного цикла.

Основанием для выделения второго деформационного цикла является существование нисходящего структурного ряда $F_{n+1} - F_{n+3}$, отделенного от более поздних деформаций внедрением интрузивных тел поздних друзитов (габбро-норитов, габбро-диабазов) в табл. 2), знаменующих начало следующего (раннепротерозойского) этапа геологического развития Беломорского мегаблока (Земная кора..., 1978). На поздней стадии развития второго деформационного цикла происходит становление интрузий существенно калиевых гранитоидов (γ'_2), что является петрологическим критерием его завершенности (Глебовицкий и др., 1980).

С четвертым этапом деформации связано образование лежачих складок F_{n+4} и пологой кристаллизационной сланцеватости S_{n+4} , что, по модели Ю.В. Миллера (1973, 1977), позволяет относить их к началу следующего полного деформационного цикла, состоящего из этапов $D_{n+4} - D_{n+7}$.

Таблица 2

4394

Схема корреляции процессов мигматито- и гранитообразования в керетской и чупинской свитах беломорской серии

Циклы и стадии складчатости шкалы последовательности геологических событий в Чупинском сегменте Беломорского мегаблока (табл. 1)		Деформационные циклы	Этапы деформации	Чупинская свита						Керетская свита					
				оз. Вехозеро (участок III)			оз. Пулонгское (участок II)			мыс Шаралов (участок IУ)			пос. Ковда (участок I)		
				Складки	Сланцеватость	Гранитоиды (γ) и мигматиты (m)	Складки	Сланцеватость	Гранитоиды (γ) и мигматиты (m)	Складки	Сланцеватость	Гранитоиды (γ) и мигматиты (m)	Складки	Сланцеватость	Гранитоиды (γ) и мигматиты (m)
III и IУ	Поздняя	III	D_{n+7}	?	—	—	F_{n+7}	—	—	F_{n+7}	—	—	F_{n+7}	—	—
	Средняя		D_{n+6}	F_{n+6}	—	m_{n+6}	F_{n+6}	—	m_{n+6}	F_{n+6}	—	?	F_{n+6}	—	m_{n+6}
			D_{n+5}	F_{n+5}	S_{n+5}	m_{n+5}	F_{n+5}	S_{n+5}	m_{n+5}	F_{n+5}	?	?	F_{n+5}	?	m_{n+5}
Ранняя	D_{n+4}	F_{n+4}	S_{n+4}	m_{n+4}	F_{n+4}	S_{n+4}	m_{n+4}	F_{n+4}	S_{n+4}	m_{n+4}	F_{n+4}	S_{n+4}	m_{n+4}		
				?			?			Интрузии габбро-диабазов			Интрузии габбро-норитов		
II	Поздняя	II	D_{n+3}	F_{n+3}	S_{n+3}	m_{n+3}	F_{n+3}	S_{n+3}	?	F_{n+3}	?	?	F_{n+3}	S_{n+3}	?
			D_{n+2}	F_{n+2}	S_{n+2}	m_{n+2}	F_{n+2}	S_{n+2}	m_{n+2}	F_{n+2}	S_{n+2}	m_{n+2}	F_{n+2}	S_{n+2}	m_{n+2}
			D_{n+1}	F_{n+1}	S_{n+1}	?	?	S_{n+1}	?	?	S_{n+1}	?	F_{n+1}	?	?
I		I	—	—	m_n	—	—	m_n	—	—	m_n	—	—	m_n	

Примечание. Местонахождение участков показано на рис. 2.

Границы выделенных нами деформационных циклов (табл. 2) могут быть сопоставлены с границами тектоно-метаморфических циклов региональной шкалы последовательности геологических событий в Чупинском сегменте Беломорского мегаблока (табл. 1). Это дает возможность использовать структурно-возрастную шкалу не только как систему относительных временных реперов для реконструкции последовательности мигматито- и гранитообразования, но и одновременно как промежуточную систему общих точек отсчета для корреляции процессов гранитообразования с радиологически датированной региональной структурно-метаморфической шкалой, что в свою очередь позволяет достаточно надежно скоррелировать во времени метаморфические и ультраметаморфические процессы. При этом в качестве синхронной „точки отсчета“ удобнее всего принять интрузии поздних друзитов, возрастное положение которых известно в каждой из сопоставляемых структурно-возрастных шкал (лерцолиты и габбро-нориты в табл. 1, габбро-диабазы и габбро-нориты в табл. 2).

Структурно-вещественная характеристика мигматитов и гранитоидов

Критерии, которые могут быть использованы для выявления возрастных соотношений тел гранитоидов и элементов синхронного структурного парагенезиса данной группы складок, подробно рассмотрены в работах многих исследователей (Казаков, 1976, 1978; Козаков, 1976; Седова, Московченко, 1977; Митрофанов, Козаков, 1978), поэтому нет необходимости еще раз останавливаться на их характеристике. Однако следует подчеркнуть, что применение большинства из этих критериев позволяет однозначно определить момент локализации автохтонного или аллохтонного гранитообразующего вещества лишь по отношению к двум последовательным этапам деформации. Более сложной задачей является синхронизация процессов мигматито- и гранитообразования с отдельными этапами структурных преобразований. Для этой цели во многих случаях с успехом может быть использован принцип синхронности минералообразования, сформулированный А.Н. Казаковым (1977, 1978). Согласно этому принципу, синхронная кристаллизация минералов, синхронная локализация жильных метаморфогенных и ультраметогенных образований и, наконец, синхронное распределение магматических тел независимо от типа складки осуществляются преимущественно по траекториям минимальных главных нормальных напряжений.

Мигматито- и гранитообразование первого тектоно-метаморфического цикла. Наиболее полно последовательность гранитообразования I тектоно-метаморфического цикла в Беломорье реконструирована В.А. Глебовицким и др. (1980а) в районе д. Поньгома. По данным этих исследователей, в течение доробольского этапа развития Беломорского мегаблока в условиях метаморфизма гранулитовой фации повышенных давлений происходило формирование, по крайней

море, двух возрастных групп ультраметагенных гранитоидов, разделенных во времени этапом образования изоклинальных складок, и становление интрузий гранодиоритов и эндербитов (массив Поньгомнаволок), завершающих эндогенные процессы этого цикла.

В пределах изученных нами участков следы наиболее ранних эндогенных процессов устанавливаются с трудом, что связано с интенсивной структурно-метаморфической переработкой пород беломорского мегакомплекса во время второго (позднеархейского) и третьего (раннепротерозойского) тектоно-метаморфических циклов. Сейчас к доробольской эпохе мы относим мигматиты m_n , которые участвуют в образовании структурных форм всех выделенных этапов деформации, начиная с момента формирования изоклинальных складок F_{n+1} , и гранитоиды γ_n , для которых достоверно установлены соотношения только со структурами второго этапа деформации (складками F_{n+2}).

Мигматиты m_n отличаются большим морфологическим разнообразием. Особенно широко распространены разновидности с линзовой и неравномерно полосчатой текстурой.¹ Размеры обособлений лейкосомы в них изменяются от 1 до 3 см по ширине и от 5–10 см до 1–2 м по простиранию. Гораздо реже встречаются мигматиты m_n с ленточным и тонкополосчатым стрением. Как правило, они приурочены к участкам, в пределах которых слабо проявлены наложенные структурные преобразования, что указывает на их первичный характер. Ширина обособлений лейкосомы в тонкопослойных разновидностях мигматитов m_n обычно не превышает 1–2 см, а их протяженность по простиранию иногда достигает нескольких метров, т.е. сопоставима с масштабами обнажений.

Независимо от морфологического типа мигматитов m_n лейкосомы в них представлены мелкозернистым лейкократовым кварц-полевошпатовым материалом с гранобластовой или гетеробластовой структурой. Минеральный состав этих лейкосом определяется присутствием плагиоклаза, микроклина и кварца в различных количественных соотношениях. Наряду с разновидностями, отвечающими по составу плагиоклазовому ($Hb+Bt+Qu+Pl, Bt+Qu+Pl$), микроклин-плагиоклазовому или плагиомикроклиновому ($Bt+Kfsr+Qu+Pl$) граниту, встречаются лейкосомы, очень обогащенные кварцем — до 60–70% ($Crx+Gr+Bt+Pl+Qu$) или состоящие больше чем наполовину из плагиоклаза ($Bt+Qu+Pl$). Цветные минералы представлены биотитом, роговой обманкой, гранатом и иногда клинопироксеном. При этом наборы темноцветных минералов в лейкосоме и меланосоме практически полностью совпадают.

Образование линзовых и неравномернополосчатых текстур мигматитов m_n в большинстве случаев связано с наложенными деформациями. В этом можно убедиться при изучении особенностей строения линзовидных обособлений лейкосомы: очень часто они представ-

¹ Здесь и далее использована морфологическая классификация мигматитов, предложенная К.А. Шуркиным (1957).

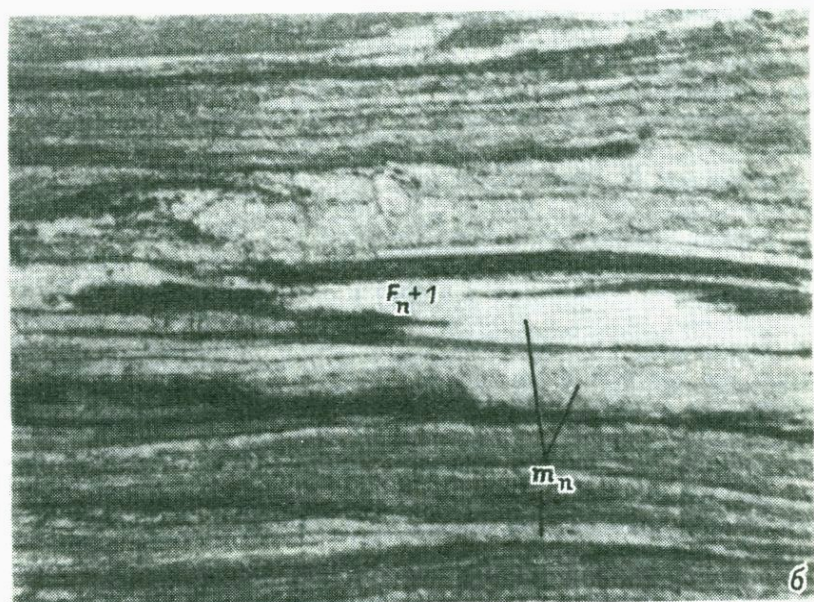
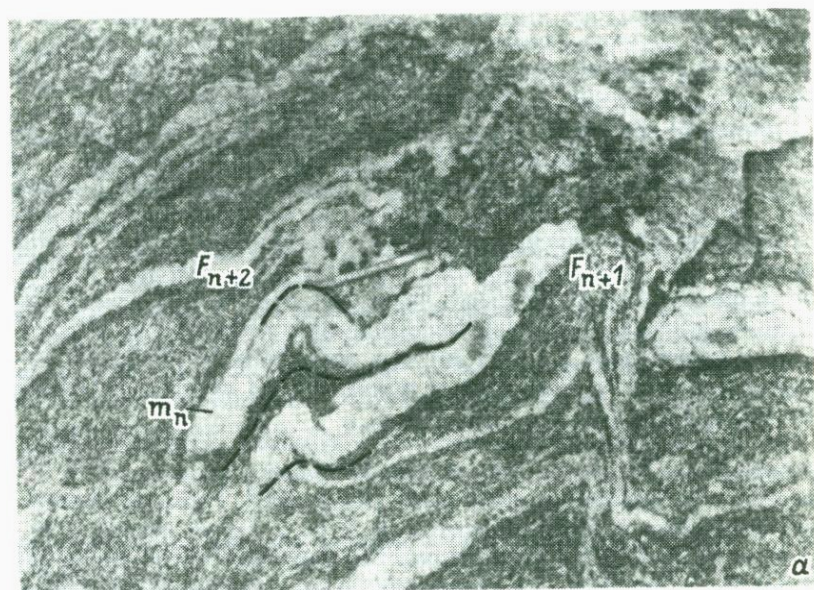


Рис. 3. Изоклиальные складки F_{n+1} и F_{n+2} , деформирующие мигматитовую полосчатость m_n . Керетская свита, о-в Кривой. Штрихами обозначены осевые поверхности складок F_{n+1} .

ляют собой реликты изогнутой, по крайней мере двумя генерациями сжатых складок, первоначально тонкополосчатой текстуры (рис. 3). Нередко процесс преобразования тонкополосчатых мигматитов сопровождается возникновением в лейкосомах особых полосчатых текстур, обусловленных неравномерным распределением темноцветных минералов. На фотографии (рис. 3, а) видно, как при изгибании мигматитовой полосчатости m_n двумя разными системами сжатых складок происходит смыкание крыльев более ранних складок F_{n+1} . При этом ширина обособлений лейкосомы увеличивается, а палеосома, которая находилась в ядре складки, сохраняется лишь в виде вытянутых параллельно крыльям ранних складок участков, обогащенных темноцветными минералами. Это обстоятельство необходимо учитывать при изучении вещественного состава полидеформационных мигматитов, так как присутствие в лейкосоме темноцветных минералов может быть следствием „механического“ смешения вещества лейкосомы и меланосомы (палеосомы).

Мигматиты m_n трудно достоверно скоррелировать с какой-либо из двух возрастных групп ультраметагенных гранитоидов района Поньгома. Учитывая их морфологические особенности, можно только предполагать, что они являются возрастными аналогами наиболее древних из них. Неопределенность возрастного положения мигматитов m_n объясняется тем, что для них известна только „верхняя“ структурно-возрастная граница (складки F_{n+1}).

Г р а н и т о и д ы γ_n . С доробольским этапом геологического развития Беломорского мегаблока, по-видимому, связано и формирование биотитовых микроклин-плагиоклазовых и плагиомикроклинных гранитов ($Bt + Kfs + Qtz + Pl$) района мыса Шарапов (γ_n). В настоящее время это единственный пример древнейших гранитоидов, залегающих среди пород керетской свиты беломорской серии. Аналоги γ_n в других свитах беломорской серии неизвестны.

Трудности, возникающие при выделении и изучении γ_n , в первую очередь обусловлены их глубокой структурно-метаморфической переработкой, в результате которой они были преобразованы в ортогнейсы и были уничтожены их первичные соотношения с вмещающими породами. Обычно γ_n слагают пластообразные и линзовидные тела, согласно залегающие среди мигматизированных биотит-плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гнейсов. Видимая ширина тел γ_n достигает 50–60 м. По простиранию отдельные тела прослеживаются иногда на расстояние до 150–200 м. Для γ_n характерны гранобластовая структура и сланцеватая текстура. О первоначальной природе γ_n можно судить лишь по редким находкам в них реликтовых магматических структур.

В γ_n расшифровывается почти столько же этапов деформации, сколько и в окружающих породах. Наиболее сильные видимые преобразования γ_n связаны с формированием структур второго тектоно-метаморфического цикла. Одновременно с образованием складок F_{n+2} происходит расслаивание гранитоидов (S_{n+2}) и их мигматизация (m_{n+2}). Возрастные соотношения γ_n со структура-

ми первого этапа деформации (складки F_{n+1}) и мигматитами m_n остались невыясненными.

Особо следует отметить, что в биотитовых плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гнейсах, которые служат рамой для гранитоидов γ_n и субстратом для мигматитов m_n , иногда, так же как и в гранитоидах γ_n , встречаются реликты магматических структур. Учитывая, что m_n и γ_n являются самыми древними из выделенными гранитоидов, на этом основании можно поставить вопрос о принадлежности рассматриваемых ортогнейсов к формации древнейших тоналитов — „серых ортогнейсов“.

В связи с глубокой структурно-метаморфической переработкой оценка распространенности этих гранитоидов в керетской свите имеет субъективный характер. Можно предполагать, что они были распространены достаточно широко.

Мигматито- и гранитообразование второго (позднеархейского) тектоно-метаморфического цикла. Самыми древними из распознаваемых структурных форм, выявленных в пределах изученных участков, являются мелкие, совершенно изоклиальные складки F_{n+1} , в которые смята метаморфическая и параллельная ей мигматитовая полосчатость m_n в гнейсах керетской и чупинской свит беломорской серии. В результате наложенных структурно-вещественных преобразований, связанных главным образом со вторым (D_{n+2}) и третьим (D_{n+3}) этапами деформации, изоклиальные складки этой возрастной группы и мигматитовая полосчатость m_n , предшествующая их формированию, часто почти полностью уничтожены.

Обычно складки F_{n+1} встречаются в реликтовой форме — в виде разрозненных, сорванных замков и интрафолиальных структурных форм (рис. 3). При изучении обнажений обычно не видно, что образование складок F_{n+1} сопровождалось формированием плоскостных структурных элементов. Лишь иногда в замках складок F_{n+2} наблюдается более ранняя, деформированная этими складками кристаллизационная сланцеватость по биотиту (S_{n+1}), которую скорее всего следует рассматривать как один из элементов структурного парагенезиса складок F_{n+1} .

Признаки ультраметагенного гранитообразования, синхронного с образованием структур этапа D_{n+1} , не установлены. Однако не исключена возможность того, что к мигматитам m_n в некоторых случаях отнесена параллельная сланцеватости S_{n+1} мигматитовая полосчатость m_{n+1} , достоверное выделение которой не представляется возможным в связи с изоклиальным характером складок F_{n+1} и их интенсивной переработкой во время этапа D_{n+2} .

Г р а н и т о и д ы γ_1 . Вслед за образованием изоклиальных складок F_{n+1} происходит становление интрузий биотитовых плагиогранитов и гранодиоритов. В результате неоднократных деформаций и связанных с ними метаморфических и ультраметагенных преобразований гранитоиды этой возрастной группы во многом утратили основные черты своего первоначального облика. Практически повсеместно они превращены в гранатосодержащие биотитовые гнейсогранодиориты и гнейсо-плагиограниты ($Gr+Bt+Qu+Pl \pm KFs p \pm Mu \pm$

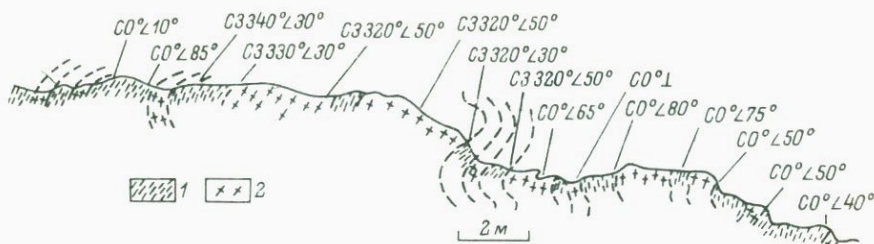


Рис. 4. Согласно пластинкообразные тела гранитоидов γ_1 в гнейсах чупинской свиты беломорского мегакомплекса.

1 – среднезернистые кианит–гранат–биотитовые гнейсы с линзами и прослоями мелкозернистых гранат–биотитовых гнейсов; 2 – мелко–среднезернистые серые гнейсовидные гранат–биотитовые плагиограниты γ_1 .

$\pm Ky, Bt + Qu + Pl \pm KFs p \pm Mu \pm Ky$), в которых, однако, нередко сохраняются реликтовые магматические структуры.

Обычно γ_1 образуют поля, состоящие из целого ряда отдельных, полностью согласных и гармоничных со складчатыми структурами рамы, пластинкообразных и линзовидных тел, мощность которых не превышает 10–20 м (рис. 4). Несмотря на значительную переработку в процессе наложенных деформаций, в некоторых случаях все же удается обнаружить первичные, ненарушенные интрузивные соотношения γ_1 с вмещающими породами, которые фиксируются секущим контактом гранитоидов по отношению к мигматитовой полосчатости m_n и структурам F_{n+1} . Один из примеров таких соотношений показан на рис. 5, а, где видно, что поверхность контакта пластинкообразного тела γ_1 , залегающего среди мигматизированных кианит–гранат–биотитовых плагиогнейсов, пересекает мигматитовую полосчатость m_n . Еще одним признаком, свидетельствующим об интрузивной природе рассматриваемых гранитоидов, является присутствие в них разноориентированных ксенолитов вмещающих пород, которые в обилии встречаются в эндоконтактовых зонах наиболее крупных интрузивных тел. В большинстве случаев гнейсы в ксенолитах мигматизированы (m_n), при этом мигматитовая полосчатость изогнута складками F_{n+1} .

Гранитоиды γ_1 часто являются субстратом для мигматитов m_{n+2} , образование которых происходит одновременно с формированием складок F_{n+2} . С этим же этапом деформации связано и возникновение в γ_1 наиболее ранних сланцеватых текстур (S_{n+2}), определяющих гнейсовый облик гранитоидов.

Все это указывает на то, что внедрение γ_1 произошло в уже мигматизированные гнейсы (m_n), испытавшие деформации этапа D_{n+1} , а их кристаллизация почти полностью завершилась к началу этапа D_{n+2} . Учитывая соотношения γ_1 со структурами F_{n+1} и F_{n+2} , мы можем коррелировать их с гранитоидами первой воз-

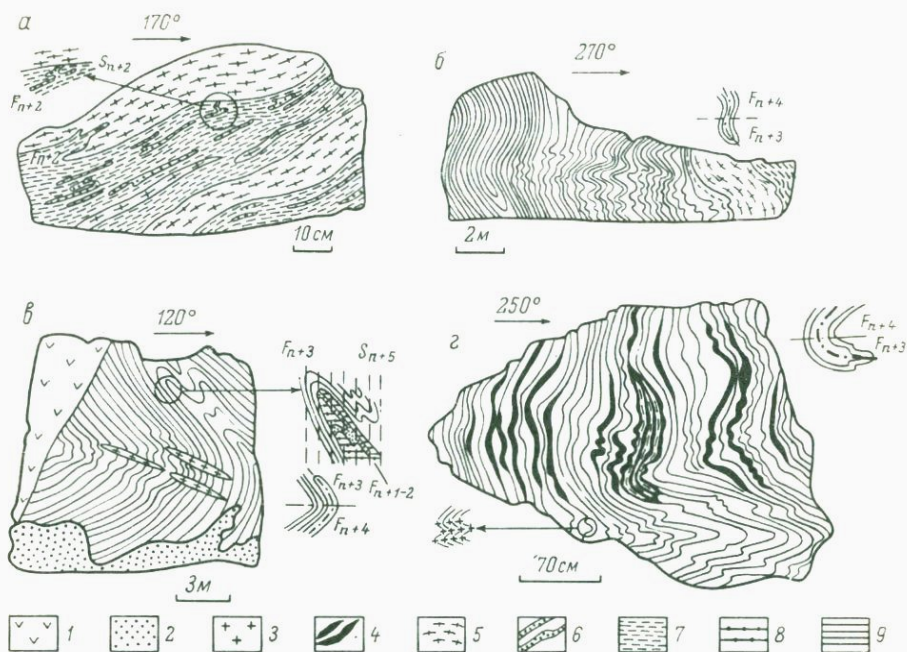


Рис. 5. Структурные формы второго и третьего тектоно-метаморфических циклов и их соотношение с гранитоидами беломорского комплекса.

1 - диабазы, габбро-диабазы; 2 - слюдоносные пегматиты; 3 - ультраметагенные гранитоиды m_{n+4} ; 4 - гранитоиды γ_2 ; 5 - гранитоиды γ_1 ; 6 - лейкосомы мигматитов m_n ; 7 - мигматизированные (m_n, m_{n+2}) кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы; 8 - полевошпатовые амфиболиты; 9 - мигматизированные (m_n, m_{n+2}) биотитовые и амфибол-биотитовые-плагиогнейсы.

растной группы Беломорья (Володичев, 1977), абсолютный возраст которых по данным Rb-Sr изохронного метода составляет 2640 ± 130 млн. лет (Горохов и др., 1981).

Относительно слабо измененные разновидности γ_1 обладают blastsгранитовой структурой и почти массивной текстурой. Их минеральный состав изменяется в следующих пределах: кварц 20-30%, плагиоклаз 50-60, калиевый полевой шпат 0-5, биотит 10-15%. В процессе расщепления гранитоидов γ_1 , при образовании структур S_{n+2} и S_{n+3} происходит преобразование массивной текстуры в гнейсовидную и (или) полосчатую. При этом наблюдается перекристаллизация биотита, плагиоклаза и кварца в плоскостях сланцеватости S_{n+2} , а также новообразование граната в S_{n+2} , мусковита в S_{n+3} , а в некоторых случаях и кианита в S_{n+2} и S_{n+3} . Преобразование γ_1 в процессе формирования структур третьего

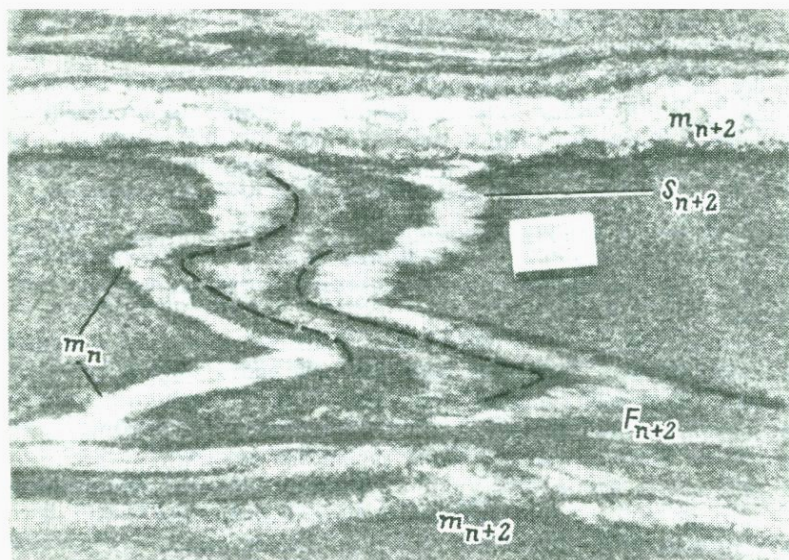


Рис. 6. Структурный парагенезис складок F_{n+2} . Керетская свита, о-в Кривой.

Образование складок сопровождается формированием мигматитовой полосчатости m_{n+2} и кристаллизационной сланцеватости S_{n+2} . В нижней части фотографии видно „наследование“ новообразованным мигматитообразующим веществом m_{n+2} мигматитовой полосчатости m_n . Штрихами обозначены осевые поверхности складок F_{n+2} .

тектоно-метаморфического цикла выражено значительно слабее. В построении сланцеватости S_{n+4} и S_{n+5} , синхронной с этапами D_{n+4} и D_{n+5} , обычно участвуют только биотит и кварц.

Заканчивая характеристику преобразований γ_1 в процессе наложенных деформаций, необходимо отметить, что мы рассмотрели лишь изменения их структуры и отчасти минерального состава. Гораздо более значительные преобразования γ_1 происходят в тех случаях, когда на них наложены ультраметагенные процессы, описываемые ниже.

Ко второму этапу деформации отнесены изоклинальные складки F_{n+2} , изгибающие мигматитовую полосчатость m_n , осевые поверхности складок F_{n+1} и кристаллизационную сланцеватость S_{n+1} . В состав синхронного структурного парагенезиса складок этой генерации входят мигматитовая полосчатость m_{n+2} и кристаллизационная сланцеватость S_{n+2} , ориентированные параллельно осевым плоскостям складок F_{n+2} (рис. 6). Эти плоскостные структурные элементы „пронизывают“ все разновидности пород, слагающих керет-

скую и чупинскую свиты беломорской серии. В большинстве случаев при их образовании происходит интенсивная переработка не только более ранних структурных элементов (m_n, F_{n+1}, S_{n+1}), но и складок F_{n+2} , с которыми они генетически связаны. Это обстоятельство затрудняет идентификацию разновозрастных изоклинальных складок F_{n+1} и F_{n+2} и не позволяет достоверно восстановить их исходную пространственную ориентировку. Однако, учитывая первоначально пологое залегание шарниров еще более поздних наложенных складок F_{n+3} , можно предполагать, что к началу третьего этапа деформации кристаллизационная сланцеватость S_{n+2} и мигматитовая полосчатость m_{n+2} , а следовательно и осевые плоскости складок F_{n+2} , занимали преимущественно субгоризонтальное положение.

Сланцеватость S_{n+2} в биотитовых, гранат-биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах выражена биотитом или биотитом и амфиболом. В кианитсодержащих гнейсах чупинской свиты в плоскости кристаллизационной сланцеватости S_{n+2} устанавливается минеральная линейность по кианиту, параллельная шарнирам складок F_{n+2} .

М и г м а т и т ы m_{n+2} . Структурная позиция мигматитовой полосчатости m_{n+2} , параллельная осевым плоскостям F_{n+2} и кристаллизационной сланцеватости S_{n+2} , показывает, что локализация мигматитообразующего вещества происходила или синхронно с образованием складок F_{n+2} (Казак, 1978), или в момент смены поля напряжений при переходе к последующему, третьему, этапу деформации (D_{n+3}), когда направление максимального сжатия могло образовывать с плоскостью кристаллизационной сланцеватости S_{n+2} угол, меньший, чем с перпендикуляром к ней, т.е. в условиях, благоприятных для возникновения трещин по сланцеватости (Эз, 1978).

Как показывают наблюдения в пределах участков, где слабо проявлены наложенные структурные преобразования, первоначально мигматиты m_{n+2} имели лентовидное или тонкопослойное строение. Последующие деформации (начиная с D_{n+3}) привели к частичному разлинзованию и микробудинированию мигматитовой полосчатости m_{n+2} и в конечном итоге к формированию линзовых и неравномернополосчатых текстур, которые в сочетании с фрагментами деформированной складками F_{n+1} и F_{n+2} мигматитовой полосчатости m_n во многом определяют современный облик мигматитов беломорского комплекса.

Мощность обособлений лейкосомы в наиболее характерных для мигматитов m_{n+2} неравномернополосчатых разновидностях обычно не превышает 2-3 см, а их протяженность по простиранию в некоторых случаях достигает нескольких метров. Границы между лейкосомой очень резкие, часто подчеркнуты тонкой прерывистой каймой, сложенной мелкочешуйчатым биотитом.

Мигматиты m_{n+2} далеко не всегда удается отличить от более ранних ультраметагенных образований (мигматитов m_n), что в первую очередь объясняется их внешним сходством, приобретенным в процессе многократных совместных деформаций. Наибольшие труд-

ности в распознавании разновозрастной мигматитовой полосчатости возникают при изучении обнажений, в которых отсутствуют достоверно диагностируемые структурные элементы первого (D_{n+1}) и второго (D_{n+2}) этапов деформации, так как на длинных крыльях изоклинальных складок F_{n+2} новообразованная мигматитовая полосчатость m_{n+2} приведена в параллельное положение по отношению к мигматитовой полосчатости m_n . Но даже тогда, когда, казалось бы, структурно-возрастное положение мигматитовой полосчатости не вызывает сомнений, необходимо иметь в виду, что в процессе образования мигматитов m_{n+2} в первую очередь вовлекаются лейкосомы мигматитов m_n ; при этом очень часто происходит наследование новообразованным мигматитообразующим веществом более ранних структурных элементов, в том числе и деформированной (F_{n+1} , F_{n+2}) мигматитовой полосчатости m_n (рис. 6). В таких случаях единственным критерием для распознавания мигматитов m_{n+2} и m_n являются особенности их структуры и текстуры. Лейкосомы мигматитов m_n в отличие от лейкосом мигматитов m_{n+2} всегда имеют более мелкозернистое сложение и обладают прекрасной выраженной полосчатой и сланцеватой текстурой.

Для большей части лейкосом мигматитов m_{n+2} характерна гранобластовая структура. Бластогипидиоморфнозернистая структура отмечается значительно реже. Обычно она встречается в мигматитах, незатронутых рассланцеванием этапа D_{n+3} . Минеральный состав лейкосом мигматитов m_{n+2} , так же как и в более ранних мигматитах m_n , во многом зависит от состава исходного субстрата. Лейкосомы гранат-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов по составу отвечают плагиограниту, тогда как лейкосомы глиноземистых гнейсов ($Ky+Gr+Bt+Pl+Qu+Mn$) обычно обогащены Qu . В разновидностях гнейсов с калиевым полевым шпатом этот минерал, как правило, присутствует и в лейкосоме мигматитов. Особенно отчетливо зависимость состава лейкосом мигматитов m_{n+2} от состава субстрата выявляется при сопоставлении набора темноцветных минералов в палеосоме и лейкосоме. Например, в биотитовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсах темноцветные минералы лейкосом представлены биотитом и (или) амфиболом ($Bt+Qu+Pl, Hb+Bt+Qu+Pl$), а в гранатсодержащих разновидностях этих гнейсов наряду с указанными минералами в лейкосоме постоянно присутствует гранат ($Gr+Bt+Qu+Pl$).

Гранитоиды γ_2 . Образованию структур следующего, третьего, этапа деформации предшествует формирование лейкократовых биотитовых и гранат-биотитовых плагиомикроклиновых гранитов ($Bt+Kfs+Qu+Pl, Gr+Bt+Kfs+Qu+Pl$). Примеры их соотношений с разновозрастными структурными элементами приведены на рис. 5, г, 7. Гранитоиды γ_2 пересекают плоскостные текстуры $m_n, S_{n+1}, m_{n+2}, S_{n+2}$ и в то же время участвуют в складчатых движениях этапа D_{n+3} . На этих же рисунках можно видеть и основные черты морфологии тел рассматриваемых гранитоидов. В большинстве случаев γ_2 слагают маломощные (от 2 до 50 см) жильные тела, обладающие „двойственным“ характером соотношений

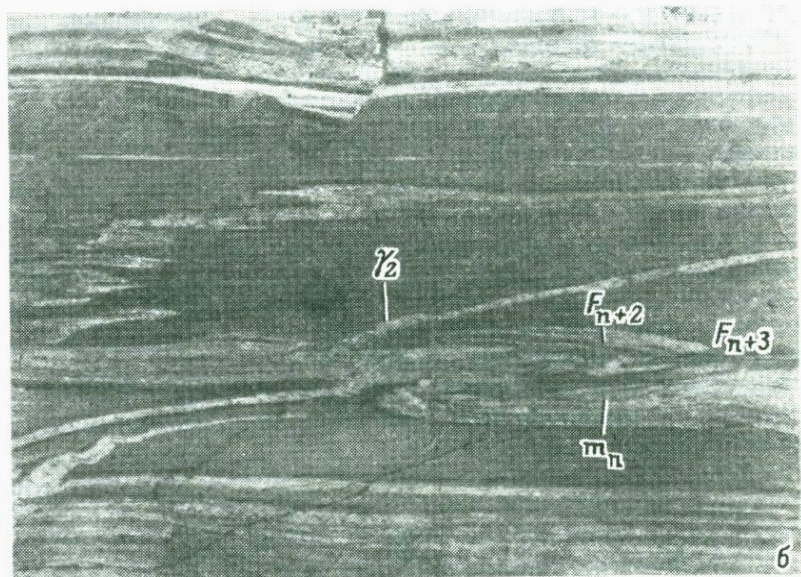
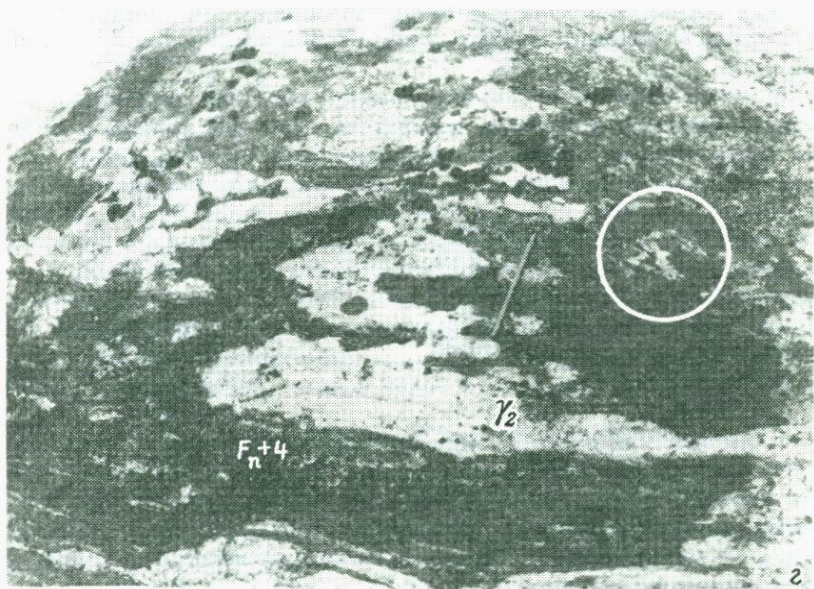
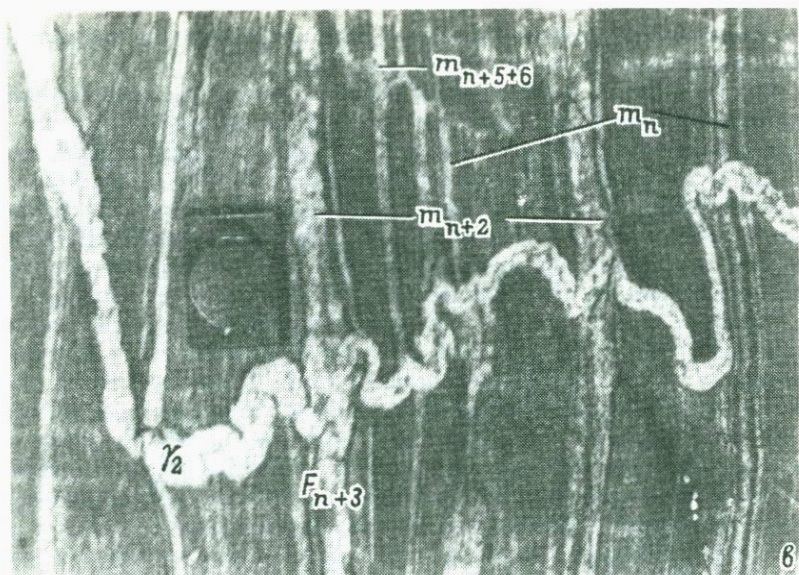


Рис. 7. Основные черты морфологии жильных тел γ_2 и их соотношения с разновозрастными структурными формами и мигматитами, а - жильное тело γ_2 , залегающее среди мигматизированных биотитовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсов керетской свиты. Поверхность контакта пересекает мигматитовые полосчатости m_n и



m_{n+2} . При последующих деформациях D_{n+3} жила разъединяется, пережимается и будинируется. O -в Кривой; б, в - маломощные жилки γ_2 пересекают мигматитовую полосчатость m_n и m_{n+2} и участвуют в деформациях этапа D_{n+3} . Керетская свита, o -в Кривой; г - соотношение γ_2 со складками F_{n+3} и F_{n+4} . В правой верхней части фотографии видно, что кроме складок F_{n+4} γ_2 деформированы более ранними складками F_{n+3} . Чупинская свита, участок "Карельский".

с вмещающими породами: одинаково часто встречаются как резкие, так и расплывчатые (диффузные) контакты.

Микроструктура неизмененных разновидностей γ_2 гипидиоморфно-зернистая и аплитовая, текстура — массивная. Наиболее сильные структурные изменения γ_2 связаны с третьим этапом деформации (D_{n+3}). Одновременно с образованием складок F_{n+3} происходит будинирование тел γ_2 и их рассланцевание. Этот процесс сопровождается преобразованием первично магматических структур в гранобластовые и формированием микрополосчатых текстур, обусловленных неравномерным распределением лейкократовых минералов.

Наряду с только что рассмотренными морфологическими типами известны и более крупные тела γ_2 , обладающие эруптивными соотношениями с вмещающими породами. Хорошим примером таких тел может служить массив, закартированный на одном из безымянных островов у северного побережья оз. Пулонгское (рис. 8) среди мигматизированных глиноземистых гнейсов чупинской свиты. В строении тела принимают участие однородные лейкократовые средне-крупнозернистые гранат-биотитовые плагиомикроклиновые граниты с характерной „очковой“ текстурой, обусловленной присутствием крупных (до 0,5 см в поперечнике) зерен граната, окруженных биотитовой каймой. Контакты массива с вмещающими породами резкие. От массива отходят апофизы, пересекающие структурные элементы этапа D_{n+2} .

В центральной части массива граниты обладают blastогипидиоморфнозернистой структурой, которая по мере приближения к краевой части массива сменяется гранобластовой. Преобразования гранитов связаны с возникновением в них кристаллизационной сланцеватости S_{n+3} , подчеркнутой ориентировкой лентикулярных скоплений кварца, а в приконтактной зоне массива и мусковитом. В вертикальных обнажениях устанавливается, что сланцеватость S_{n+3} изогнута лежащими складками F_{n+4} , одновременно с образованием которых в гранитах происходит формирование еще одной системы кристаллизационной сланцеватости S_{n+4} . Указанные структурные элементы совместно участвуют в более поздних деформациях F_{n+5} и F_{n+7} .

С третьим этапом деформации связано формирование сжатых, часто близких к изоклинальным северо-западных и субмеридиональных складок F_{n+3} , которые, как и все последующие складчатые формы, устанавливаются по изгибам плоскостных текстур S_{n+2} и m_{n+2} . О первоначальном пространственном расположении основных геометрических элементов складок F_{n+3} можно судить исходя из соотношений этих складок с пологими структурами следующего, четвертого, этапа деформации (D_{n+4}). Обычно в замках лежащих складок F_{n+4} осевые плоскости складок F_{n+3} сохраняют исходное субвертикальное положение (рис. 5, б, в, г). При этом шарниры складок F_{n+3} , как правило, практически параллельны шарнирам складок F_{n+4} . Подобные соотношения возможны лишь в том случае, если к моменту образования наложенных лежащих складок F_{n+4} шарниры и осевые плоскости складок предшествующей возрастной груп-

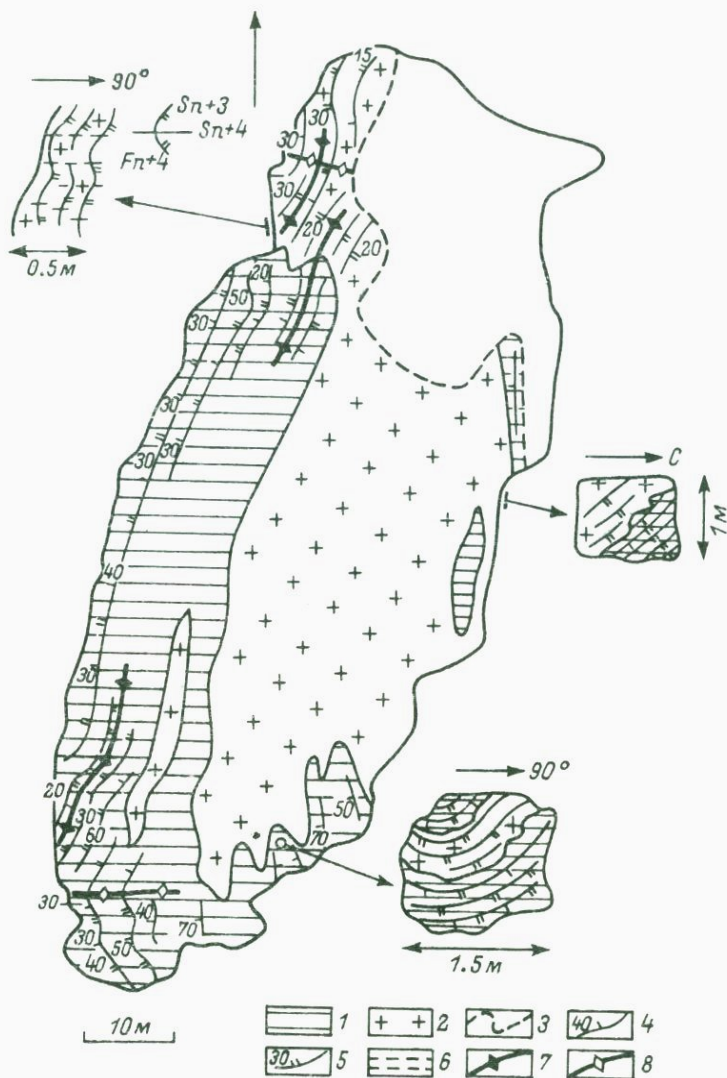


Рис. 8. Схематическая структурно-геологическая карта о-ва Безмянного (оз. Пулунгское).

1 - мигматизированные (m_n и m_{n+2}) кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы с маломощными прослоями и линзами мелкозернистых гранат-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов (чупинская свита); 2 - лейкократовые гранат-биотитовые микроклин-плагиоклазовые граниты γ_2 ; 3 - граница хорошо обнаженных участков; ориентировка сланцеватости: 4 - S_{n+2} , 5 - S_{n+3} , 6 - S_{n+4} ; осевые поверхности складок: 7 - F_{n+6} , 8 - F_{n+7} .

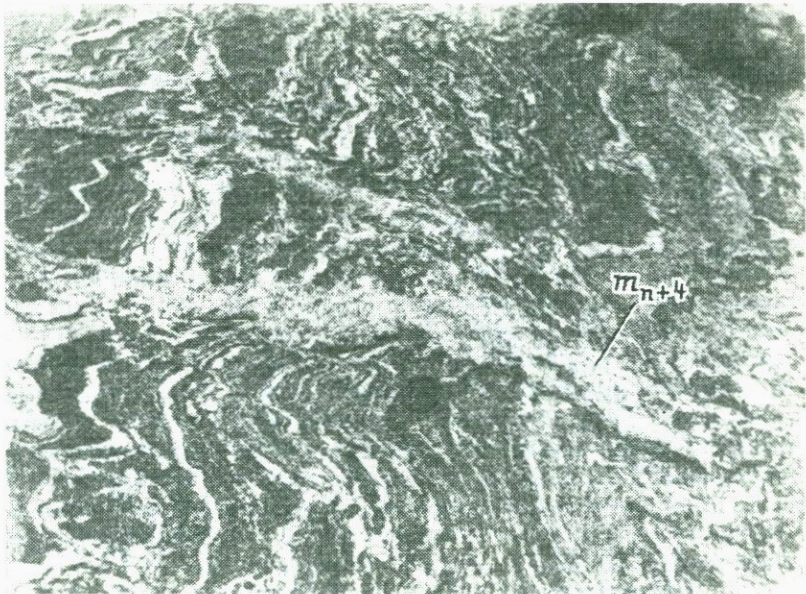


Рис. 9. Локализация m_{n+4} параллельно осевой плоскости F_{n+4} . Керетская свита, о-в Кривой.

пы (F_{n+3}) занимали соответственно субгоризонтальное и субвертикальное положение (Дук и др., 1975).

Образование складок F_{n+3} сопровождается возникновением кристаллизационной сланцеватости S_{n+3} , имеющей в отличие от сланцеватости S_{n+2} более локальное развитие. В глиноземистых гнейсах чупинской свиты в построении S_{n+3} участвуют биотит, мусковит и кианит. В биотитовых плагиогнейсах S_{n+3} выражена биотитом и иногда мусковитом. Наиболее хорошо сланцеватость S_{n+3} проявлена в гранитоидах, где помимо отмеченных минералов она подчеркнута ориентировкой уплощенных зерен кварца.

М и г м а т и т ы m_{n+3} . В исключительно редких случаях при изгибании складками F_{n+3} малоэнергичных жильных тел гранитоидов γ_2 происходит перераспределение гранитообразующего вещества и его локализация в новой форме — в трещинах, параллельных осевым плоскостям складок F_{n+3} , что послужило основанием для выделения этих образований в отдельную возрастную группу — m_{n+3} .

По составу m_{n+3} приближаются к плагиомикроклиновому и микроклиновому граниту ($Bt+Pl+Qu+Kfs$) и обладают гипидиоморфнозернистой структурой.

Мигматитообразование и пегматиты третьего (раннепротерозойского) тектоно-метаморфического цикла. Структурные формы четвертого этапа деформации представлены умеренно сжатыми лежащими складками F_{n+4} (рис. 5, б, в, г; 7, г, 9). Последующие дефор-

мации вызвали заметное отклонение шарниров и осевых плоскостей данных складок от исходного субгоризонтального положения. Современная ориентировка основных геометрических элементов складок F_{n+4} определяется ориентировкой крыльев наложенных открытых складок F_{n+5} и F_{n+6} .

Одновременно со складками F_{n+4} происходит формирование плохо выраженной кристаллизационной сланцеватости по биотиту и кварцу (S_{n+4}), а также мигматитовой полосчатости m_{n+4} . Эти структурные элементы развиты в основном в породах керетской свиты. В чупинской свите они имеют ограниченное распространение и, как правило, наблюдаются лишь в прослоях биотитовых плагиогнейсов и в гранитоидах, участвующих в структурных преобразованиях рассматриваемого этапа.

От более ранних деформаций структуры этапа D_{n+4} отделены внедрившимися интрузивными телами габбро-норитов и габбро-диабазов — „позднеорогенные друзиты“, по К.А. Шуркину (Беломорский комплекс..., 1962; „ранние друзиты второй группы“ (Земная кора..., 1978). Наиболее надежно возрастные соотношения этих пород со структурами третьего и четвертого этапов деформации устанавливаются в районах мыса Шаралов и пос. Ковда, где, как это показывают непосредственные наблюдения, дайковые тела габбро-норитов и габбро-диабазов пересекают плоскостные текстуры S_{n+2} и m_{n+2} , слагающие замки складок F_{n+3} , и вместе с тем вовлекаются в последующие деформации начиная с этапа D_{n+4} .

М и г м а т и т ы m_{n+4} , Лейкосомы этих мигматитов обычно слагают маломощные (не более 3–4 см), быстро выклинивающиеся по простираению линзовидные жильные тела, приуроченные к замкам и осевым поверхностям складок F_{n+4} (рис. 9). Исключения представляют m_{n+4} , обнаруженные в районе Вехкозера, где они иногда образуют отдельные тела, мощность которых достигает нескольких десятков сантиметров (рис. 5, в). В любом из этих случаев независимо от мощности тел для m_{n+4} характерны диффузные соотношения с вмещающими породами. По составу лейкосомы m_{n+4} приближаются к лейкократовому биотитовому плагиограниту ($Bt + Qt + Pl$), обладают совершенной гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой.

По отношению к F_{n+4} и S_{n+4} эти лейкосомы m_{n+4} занимают такую же структурную позицию, как и мигматиты m_{n+2} по отношению к F_{n+2} и S_{n+2} . В связи с этим, как было показано ранее, мы имеем все основания предполагать, что локализация родоначального для мигматитов m_{n+4} вещества, так же как и в случае m_{n+2} , происходила или синхронно с образованием структур этапа D_{n+4} , или при переходе к следующему этапу деформации (D_{n+5}).

Осевые плоскости складок F_{n+4} деформированы двумя системами открытых складок F_{n+5+6} . При почти строго вертикальном положении осевых плоскостей данные складки имеют субширотное и субмеридиональное простираение, что дает основание рассматривать их как разновозрастные. Шарниры складок F_{n+5+6} под небольшими

углами погружаются соответственно в южном или северном и западном или восточном направлениях.

Наиболее характерным элементом синхронного структурного парагенезиса субширотных и субмеридиональных складок является трещиноватость, параллельная их осевым плоскостям. Кроме того, по осевым плоскостям субширотных складок, имеющих более сжатую форму по сравнению с субмеридиональными, развивается слабо выраженная кристаллизационная сланцеватость по биотиту (S_{n+5}). Возрастные соотношения субширотных и субмеридиональных структур остались невыясненными. Однако на основании целого ряда косвенных признаков можно сделать предположение о более молодом возрасте последних. На это указывают более сжатая форма субширотных структур и наличие кристаллизационной сланцеватости, синхронной с их образованием (S_{n+5}).

Мигматиты, гранитоиды и пегматиты m_{n+5+6} . Трещины, входящие в состав синхронного структурного парагенезиса разновозрастных складок F_{n+5} и F_{n+6} , в подавляющем большинстве случаев выполнены жильными лейкократовыми биотитовыми ($Bt+Qu+Pl \pm KFs_p$), гранат-биотитовыми ($Gr+Bt+Qu+Pl$) и кианит-гранат-биотитовыми ($Ky+Gr+Bt+Qu+Pl$) плагиоклазовыми гранитами, которые отнесены к двум возрастным группам — m_{n+5} и m_{n+6} . Наряду с определенными чертами сходства данные гранитоиды обладают целым рядом существенных различий, которые определяются в первую очередь характером их соотношений с вмещающими породами, а также особенностями их структуры и минерального состава (табл. 3).

Гранитоиды m_{n+5} , пространственно связанные со складками F_{n+5} , обычно локализованы в трещинах, морфологические особенности которых позволяют интерпретировать их как трещины скалывания или как трещины отрыва со скольжением (Горлов, 1973). Другим, менее распространенным типом структурной локализации этих гранитоидов являются зоны и участки незакономерно ориентированной трещиноватости в ядерных и сводовых частях субширотных структур (F_{n+5}). И в том и в другом случае для гранитоидов m_{n+5} характерны диффузные соотношения с вмещающими породами, что указывает на их тесную вещественную связь. При этом отмечается близкое соответствие набора темноцветных минералов в гранитоидах и окружающих породах. Так, например, в кианит-гранат-биотитовых гнейсах чупинской свиты темноцветные минералы m_{n+5} представлены кианитом, гранатом и биотитом; в биотитовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсах — биотитом и в редких случаях амфиболом. Когда в качестве субстрата для m_{n+5} выступают ортогнейсы по χ_1 , темноцветные минералы в них представлены биотитом и гранатом.

Отличительной чертой гранитоидов m_{n+6} является их аллохтонный характер. Лишь иногда они обнаруживают признаки автохтонного образования. Еще одна характерная особенность гранитоидов m_{n+6} заключается в зависимости их структуры от типа вмещающих грешин. Наиболее крупнозернистые и лейкократовые разновидности

Т а б л и ц а 3

Типы структурной локализации и некоторые петрографические особенности ультраметагенных гранитоидов m_{n+5} и m_{n+6}

Возрастная группа гранитоидов	Морфологические особенности вмещающих структур	Характер соотношений с окружающими породами	Петрографическая характеристика
m_{n+5}	Зоны и участки незакономерно ориентированной трещиноватости в сводовых и ядерных частях складок F_{n+5} (рис. 10, а, 11, д)	Диффузные контакты	Среднезернистые лейкократовые биотитовые, гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые плагиоклазовые граниты с гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой
	Трещины с флексуроподобными подгибами плоскостных текстур вмещающих пород к стенкам трещины — трещины скалывания (рис. 10, б, 11, в, г), параллельные осевым плоскостям складок F_{n+5}		
m_{n+6}	Трещины с флексуроподобными подгибами плоскостных текстур окружающих пород к стенкам трещины (трещины скалывания), субпараллельные осевым плоскостям складок F_{n+6} (рис. 11, а)	Резкие, прямые, иногда неровные контакты; в редких случаях диффузные контакты	Средне-крупнозернистые лейкократовые биотитовые плагиограниты с гипидиоморфнозернистой, реже ортотектитовой структурой и массивной текстурой
	Трещины отрыва, субпараллельные осевым плоскостям складок F_{n+6} (рис. 10, в)	Резкие, прямые контакты; в редких случаях диффузные контакты	Средне-крупнозернистые лейкократовые биотитовые плагиограниты с ортотектитовой структурой и массивной текстурой
	Трещины отрыва со смещением, субпараллельные осевым плоскостям складок F_{n+6} (рис. 11, г, 11, в)	Резкие, прямые контакты	Крупно-гигантозернистые лейкократовые плагиоклазовые, иногда микроклинодержающие граниты с ортотектитовой, пегматойдной структурой и массивной текстурой, а также олигоклазовые и микроклино-олигоклазовые пегматиты

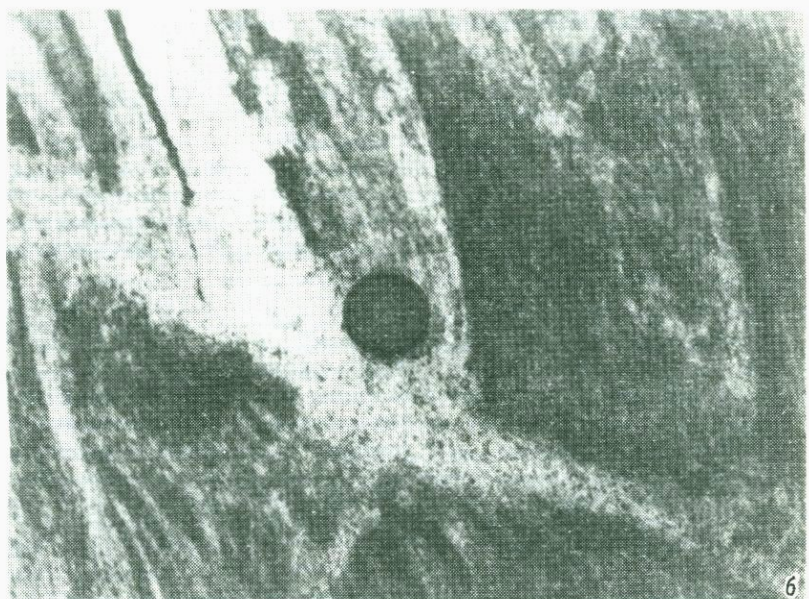
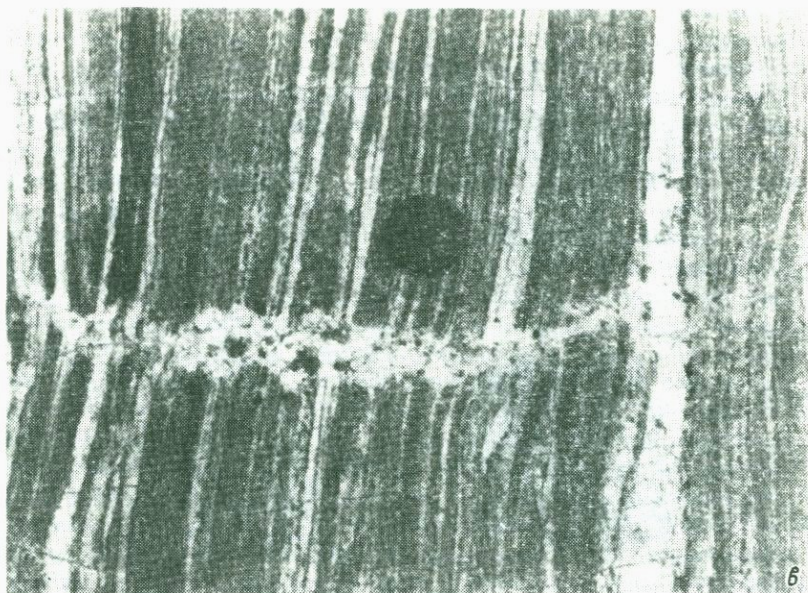


Рис. 10. Типы структурной локализации ультрамегагенных гранитоидов m_{n+5+6} .

Локализация: а - m_{n+5} в зоне незакономерно ориентированной трещиноватости, приуроченной к сводовой части складки F_{n+5} ; б - m_{n+5} в трещине скалывания; в - m_{n+6} в трещине отрыва; г - m_{n+6} в трещине отрыва со смещением.



6



2

Рис. 10 (продолжение).

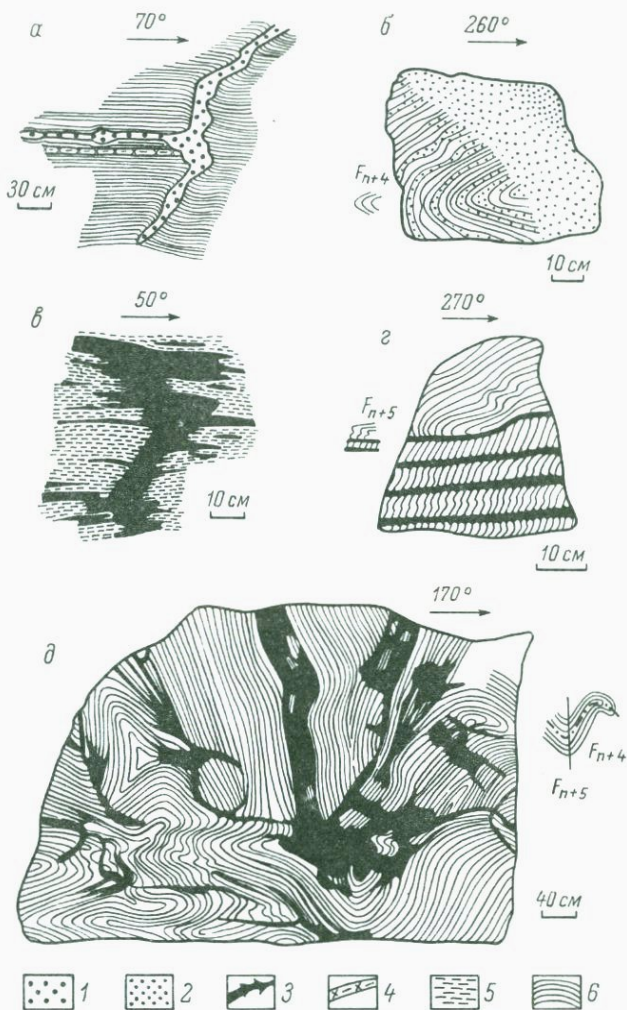


Рис. 11. Морфологические особенности жильных ультраметагенных гранитоидов \mathcal{M}_{n+5+6} .

1, 2 - ультраметагенные гранитоиды \mathcal{M}_{n+6} (1 - лейкократовые пегматоидные плагиограниты, 2 - среднезернистые биотитовые плагиограниты); 3 - ультраметагенные гранитоиды \mathcal{M}_{n+5} ; 4 - микроклин-плагиоклазовые граниты (γ_2^v); 5 - кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы; 6 - биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы.

ности m_{n+6} с пегматоидной структурой, как правило, локализованы в трещинах отрыва со смещением, тогда как для m_{n+6} , локализованных в трещинах отрыва без видимых смещений и в трещинах скалывания, характерны орготектитовые и гипидиоморфнозернистые структуры. Следует подчеркнуть, что такая же зависимость была установлена В.В. Зарубиным (1975) для промышленных слюдоносных пегматитов беломорского комплекса, которые занимают сходное с m_{n+6} структурно-возрастное положение.

Из всего сказанного видно, что локализация гранитоидов m_{n+5} и m_{n+6} осуществлялась одновременно с образованием складок F_{n+5} и F_{n+6} , по мере раскрытия трещин, входящих в состав их синхронного структурного парагенезиса. При этом в процессе перехода от этапа D_{n+5} к D_{n+6} в целом происходила смена автохтонного гранитообразования (m_{n+5}) аллохтонным (m_{n+6}). В отдельных обнажениях удается непосредственно проследить этот переход. В миниатюре он виден, например, на рис. 12, где показаны перемещение гранитообразующего вещества из зоны зарождения, приуроченной к сводовой части субширотной складки, и локализация его в трещине отрыва. Исходя из этих наблюдений трудно оценить расстояние, на которое происходило перемещение гранитообразующего вещества. Вероятно, оно соизмеримо с размерами зоны зарождения.

Развитие процессов гранитообразования третьего тектоно-метаморфического цикла приводило к формированию обширных мигматит-гранитовых полей (m_j), площадь которых на современном эрозионном срезе нередко составляет несколько десятков квадратных километров. По данным В.Н. Корсакова, этим мигматит-гранитовым полям соответствуют локальные отрицательные аномалии поля силы тяжести, которые интерпретируются как очаги анагектических процессов (Шуркин и др., 1983).

В пределах участков с достаточно хорошей обнаженностью можно шаг за шагом проследить все стадии и особенности формирования этих полихронных и полигенных структур. На периферии мигматит-гранитовых полей преобладают неравномернополосчатые, тонкослойные и ленточные мигматиты (m_n и m_{n+2}) по лейкократовым биотитовым, гранат-биотитовым и гораздо реже амфибол-биотитовым плагиогнейсам. Среди них довольно часто встречаются жильные тела ультраметагенных гранитоидов m_{n+4} , m_{n+5} и m_{n+6} , при этом преобладают гранитоиды двух последних возрастных групп. По мере приближения к центральным частям мигматит-гранитовых полей сначала происходит некоторое увеличение количества жильных гранитоидов и наряду с ними начинает появляться рассеянный мигматитообразующий материал, по составу и структуре аналогичный гранитообразующему веществу m_{n+5} . Во многих случаях хорошо видно, что формирование жильных гранитоидов m_{n+5} происходит в результате как бы "вытягивания" рассеянного мигматитообразующего вещества из окружающих пород и его локализации в трещинах, синхронных со складкообразованием. В дальнейшем количество жильных гранитоидов резко уменьшается, происходит насыщение мигматитов m_n и m_{n+2} рассеянным мигматитообразующим веществом

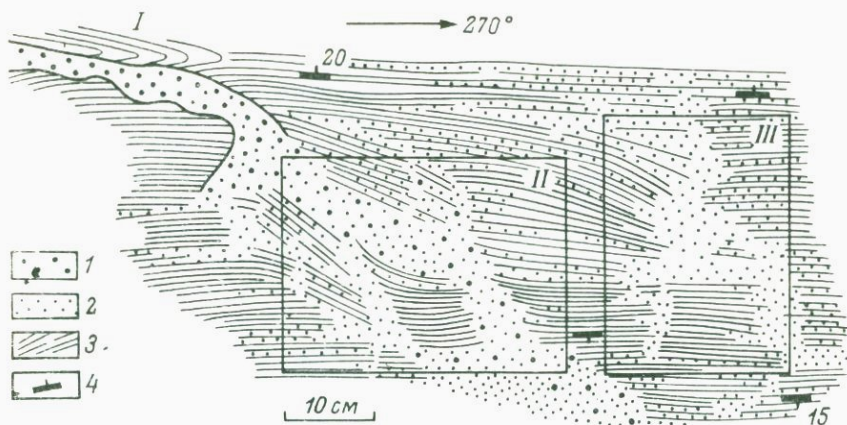


Рис. 12. Перемещение гранитообразующего вещества из зоны зарождения (II, III) в сводовой части субширотной складки F_{n+5} и его локализация в трещине отрыва (I).

1 – лейкократовые плагиограниты с ортотектитовой и пегматоидной структурой; 2 – лейкократовые плагиограниты с гипидиоморфнозернистой структурой; 3 – мигматизированные (m_n и m_{n+2}) биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы; 4 – ориентировка мигматитовой полосчатости m_{n+2} и сланцеватости S_{n+2} .

m_{n+5} , их гомогенизация и в конечном итоге – преобразование мигматитов m_n и m_{n+2} в однородные биотитовые гнейсовидно-теневые плагиограниты ($Bt+Qu+Pl \pm KFsp \pm Gr$). Характерно, что в процесс преобразования, так же как и в случае формирования мигматитов m_{n+2} , в первую очередь вовлекаются лейкосомы более ранних мигматитов. Количество новообразованного вещества m_{n+5+6} бывает иногда так велико, что мигматит-граниты и гнейсовидно-теневые граниты приобретают способность к перемещению, т.е. обнаруживают явления диапиризма, описанные для Беломорья Н.Г. Судовиковым и К.А. Шуркиным (Беломорский комплекс..., 1962).

Необходимо обратить внимание на определенные элементы зональности, которые устанавливаются в распределении жильных гранитоидов m_{n+4+6} по отношению к мигматит-гранитовым полям. Они, как правило, приурочены к краевым частям этих полей или встречаются вблизи участков их развития. Этот признак предлагается рассматривать как основной поисковый критерий на промышленные жильные пегматиты Беломорья (Шуркин и др., 1983).

К заключительному этапу деформации D_{n+7} отнесены пологие, волнистые складки с крутопадающими осевыми поверхностями и субвертикальными шарнирами, осложняющие крылья субмеридиональных структур F_{n+6} . Никаких признаков гранитообразования, синхронного с образованием этих складок, не установлено.

Главной составной частью разновозрастных гранитоидов беломорского мегакомплекса являются плагиоклаз и кварц, которые обычно составляют 75–95% общего состава породы. Калиевый полевой шпат в заметном количестве присутствует лишь в гранитоидах γ_n и γ_2 , где его содержание достигает 10–15%. В γ_1 и в ультраметагенных гранитоидах m_{n+5+6} иногда отмечаются единичные зерна или прожилки калиевого полевого шпата, которые являются более поздними, наложенными минеральными образованиями. Темноцветные минералы гранитоидов беломорского мегакомплекса представлены биотитом и иногда гранатом. Содержание последнего, как правило, не превышает 1–2%.

В настоящем разделе рассматриваются главным образом особенности состава минералов из гранитоидов γ_1 , γ_2 и m_{n+5+6} , слагающих довольно крупные, обособленные тела. Полевые шпаты изучены рентгенографическим методом по стандартной методике с интерпретацией фазовых и структурных особенностей по размерам элементарных ячеек (Кумеев, 1973; Кумеев, Калинин, 1980) в научно-исследовательском секторе Калмыцкого государственного университета в Лаборатории С.С. Кумеева. Химические анализы минералов выполнены в ИГД АН СССР химиками-аналитиками Е.Е. Зевелевой, С.С. Коноплевой и Е.И. Туруновой под руководством Л.И. Афанасьевой.

П л а г и о к л а з. Плагиоклазы из гранитоидов беломорского мегакомплекса представлены главным образом олигоклазом (№ 14–30) с небольшим (обычно не более 2–7%) количеством ортоклазовой молекулы (табл. 4). В конкретных возрастных группах гранитоидов состав плагиоклаза варьирует в довольно широких пределах. При этом устанавливаются большие перекрытия состава плагиоклазов из разновозрастных гранитов. Несмотря на это, все-таки удается наметить некоторые различия. В микроклин-плагиоклазовых гранитах γ_2 наряду с олигоклазом № 24–26 встречаются плагиоклазы с содержанием анортита около 14%. Для плагиогранитов γ_1 наиболее характерен плагиоклаз № 23. В ультраметагенных плагиогранитоидах m_{n+5+6} содержание анортита в плагиоклазе изменяется от 21 до 29%.

По содержанию ортоклазовой молекулы в плагиоклазе выделяются гранитоиды γ_2 , в плагиоклазах которых содержание ортоклаза составляет 5.0–6.8%, тогда как в γ_1 и m_{n+5+6} содержание ортоклаза в плагиоклазе не поднимается выше 5%.

Все плагиоклазы из лейкосом мигматитов и гранитоидов беломорского мегакомплекса характеризуются высокой степенью упорядоченности, которая в зависимости от состава в терминах t_{10} варьирует от 0.58 до 1.00 (табл. 5). Однако по основным структурным характеристикам плагиоклазы лейкосом различных поколений мигматитов и гранитоидов Беломорья практически не отличаются. Возможно, это связано с малочисленностью использованных данных. По структурному состоянию плагиоклазы относятся к перистерито-

Таблица 4

Средние химические составы полевых шпатов и биотитов из лейкосом мигматитов и гранитоидов беломорского мегакомплекса

Возрастная группа гранитоидов	Минерал	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
γ ₁	Pl	4	$\frac{61,23}{59,34-62,04}$	$\frac{0,02}{0,001-0,02}$	$\frac{24,34}{23,87-25,57}$	-	-	-	-	$\frac{5,22}{4,72-6,74}$
	Bt	5	$\frac{35,82}{35,60-36,18}$	$\frac{3,43}{2,95-3,80}$	$\frac{18,26}{17,21-19,63}$	$\frac{2,03}{1,53-2,82}$	$\frac{17,07}{15,42-17,89}$	$\frac{0,08}{0,04-0,20}$	$\frac{9,59}{9,24-10,00}$	$\frac{0,03}{0,01-0,11}$
γ ₂	Pl	4	$\frac{63,17}{60,84-65,50}$	$\frac{0,02}{0,01-0,05}$	$\frac{22,90}{21,54-24,03}$	-	-	-	-	$\frac{4,00}{2,81-5,39}$
	KFsp	4	$\frac{64,14}{63,92-64,52}$	$\frac{0,03}{0,01-0,05}$	$\frac{18,68}{18,40-18,83}$	-	-	-	-	$\frac{0,15}{0,06-0,34}$
	Bt	2	$\frac{34,74}{33,36-36,12}$	$\frac{2,70}{2,30-3,10}$	$\frac{18,48}{18,17-18,80}$	$\frac{6,04}{3,22-8,86}$	$\frac{16,28}{15,51-17,05}$	$\frac{0,09}{0,09-0,09}$	$\frac{8,26}{5,75-10,78}$	$\frac{0,12}{0,01-0,22}$
m _{n+5+6}	Pl	3	$\frac{61,40}{60,82-62,41}$	$\frac{0,02}{0,01-0,05}$	$\frac{24,61}{24,07-25,05}$	-	-	-	-	$\frac{4,02}{4,33-5,96}$
	Bt	6	$\frac{35,86}{35,40-36,15}$	$\frac{2,22}{2,00-2,65}$	$\frac{17,93}{16,22-19,03}$	$\frac{3,65}{2,42-4,63}$	$\frac{15,07}{10,88-18,32}$	$\frac{0,20}{0,06-0,32}$	$\frac{11,13}{9,46-12,77}$	$\frac{0,24}{0,10-0,66}$
Гнейсы чупинской свиты	Bt	7	$\frac{36,06}{35,52-36,36}$	$\frac{3,03}{2,43-3,35}$	$\frac{17,61}{16,99-18,24}$	$\frac{2,15}{1,65-3,05}$	$\frac{17,20}{15,41-19,56}$	$\frac{0,10}{0,06-0,13}$	$\frac{10,30}{9,42-11,54}$	$\frac{0,18}{0,06-0,23}$

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Возрастная группа гранитоидов	Минерал	n	Na_2O	K_2O	F	H_2O	Ab	An	Or	$\frac{\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}}$
γ_1	Pl	4	$\frac{7,63}{6,80-8,16}$	$\frac{0,54}{0,43-0,61}$	-	-	$\frac{64,6}{57,7-68,9}$	$\frac{25,9}{23,4-33,4}$	$\frac{3,2}{2,6-3,6}$	-
	Bt	5	$\frac{0,13}{0,09-0,25}$	$\frac{9,35}{8,98-10,12}$	$\frac{0,19}{0,12-0,26}$	$\frac{3,58}{3,50-3,70}$				$\frac{66,66}{64,70-69,00}$
γ_2	Pl	4	$\frac{8,18}{7,39-9,17}$	$\frac{0,93}{0,80-1,16}$	-	-	$\frac{69,1}{62,4-77,6}$	$\frac{19,8}{13,9-26,7}$	$\frac{5,52}{4,7-6,8}$	-
	KFsp	4	$\frac{1,21}{10,5-1,32}$	$\frac{15,66}{15,48-14,97}$	-	-	$\frac{10,2}{8,9-11,0}$	$\frac{0,9}{0,3-2,3}$	$\frac{87,4}{85,4-88,5}$	-
	Bt	2	$\frac{0,12}{0,10-0,14}$	$\frac{7,81}{6,79-8,84}$	$\frac{0,06}{0,10-0,03}$	$\frac{5,17}{4,65-5,70}$	-	-	-	$\frac{72,65}{63,5-81,8}$
m_{n+5+6}	Pl	3	$\frac{5,71}{5,34-8,00}$	$\frac{0,54}{0,50-0,62}$	-	-	$\frac{64,3}{61,9-67,6}$	$\frac{26,6}{21,4-29,5}$	$\frac{3,1}{2,8-3,7}$	-
	Bt	6	$\frac{0,20}{0,08-0,27}$	$\frac{8,18}{7,13-9,88}$	$\frac{0,05}{0,05-0,10}$	$\frac{4,32}{3,95-4,90}$	-	-	-	$\frac{63,56}{54,8-68,8}$
Гнейсы чупинской свиты	Bt	7	$\frac{0,07}{0,04-0,09}$	$\frac{9,60}{8,62-9,86}$	$\frac{0,17}{0,09-0,25}$	$\frac{3,64}{3,30-3,85}$	-	-	-	$\frac{65,18}{60,2-67,0}$

П р и м е ч а н и е. Над чертой – среднее содержание окислов, под чертой – пределы вариаций содержания окислов в конкретных анализах.

Т а б л и ц а 5

Структурная характеристика полевых шпатов из лейкосом мигматитов и гранитоидов беломорского мегакомплекса

Номер образца	Возрастная группа гранитоидов	Тип полевошпатовых фаз	Вероятность нахождения Al в тетраэдрических позициях				ΣAl	ΔAl ($t_{10} - t_{1m}$)	Три-клинность	z	T, °C (по z)	Y _c	T, °C	
			t_{10}	t_{1m}	$t_{20} - t_{2m}$	t_1							Ca	Na
18	γ_1	PL	0,63	0,20	0,20	-	1,23	0,43	-	0,44	630	0,96	755	410
12		PL	0,58	0,33	0,33	-	1,24	0,25	-	0,40	660	0,86	895	440
12-A		PL	0,63	0,30	0,30	-	1,24	0,33	-	0,43	640	-	-	-
6-Б	m_{n+2}	PL	0,61	0,21	0,21	-	1,24	0,40	-	0,45	620	-	-	-
9		PL	0,58	0,30	0,30	-	1,49	0,28	-	0,44	630	-	-	-
90		PL	0,64	0,20	0,20	-	1,23	0,44	-	0,42	640	-	-	-
10-1	γ_2	PL	0,62	0,21	0,21	-	1,25	0,41	-	0,46	610	-	-	-
117		KFsp	1,25	-0,41	0,08	0,84	-	-	1,0	0,54	490	-	-	-
		PL	0,87	0,08	0,08	-	1,10	0,79	-	0,60	520	-	-	-
		KFsp	0,91	0,01	0,05	0,90	-	-	0,61	0,64	420	-	-	-
7-A	m_{n+5+6}	PL	1,00	0,0	0,0	-	1,00	1,00	-	0,54	560	0,90	705	400

вой группе (Дир и др., 1966), т.е. к группе, переходной от промежуточной к структуре низкого альбита и собственно к структуре низкого альбита. Характерной особенностью таких плагиоклазов является субмикроскопическое чередование — „срастание“ ламеллей состава An_0 и An_{25} , обладающих структурами низкого альбита и промежуточной структурой.

Как известно (Novis, 1974, Thompson e.a., 1974), параметры ячеек полевых шпатов могут быть использованы для оценки температуры их структурного упорядочения. Г. Ховис предложил экспериментально откалиброванный в отношении коэффициента упорядоченности Z и температуры одноминеральный калиевополевый шпатовый геотермометр, требующий лишь незначительной поправки на давление. Дж. Томпсоном с соавторами на основе экспериментальных данных рассчитана аналогичная зависимость Z для альбита. Поскольку в ряду „альбит-анортит“ существуют лишь два типа ячейки — 7Å по „С“-альбитовая, и 14Å по „С“ — анортитовая, а все расчеты ячеек произведены на 7Å ячейку, то с определенными допущениями можно использовать рассчитанную константу Z для любого члена плагиоклазовой серии (Кумеев, Каменев, 1980).

Рассчитанные температуры структурного упорядочения плагиоклазов из гранитоидов Беломорья приведены в табл. 5. Устанавливается прямолинейная отрицательная корреляция между степенью порядка и температурой структурного упорядочения в плагиоклазах и между концентрацией Al в позиции t_1O и этой же температурой. Наиболее высокие температуры характерны для гранитоидов γ_1 и лейкосом мигматитов m_{n+2} . И в той и в другой группе гранитоидов температура структурного упорядочения плагиоклаза изменяется в довольно узких пределах и составляет соответственно $630-660^\circ\text{C}$ для гранитоидов γ_1 и $620-640^\circ\text{C}$ для мигматитов m_{n+2} . Более низкие температуры структурного упорядочения плагиоклаза свойственны гранитоидам γ_2 и ультраметагенным гранитам m_{n+5+6} . В данном случае температура структурного упорядочения плагиоклаза приближается к $520-560^\circ\text{C}$.

Ранее было показано (Давиденко, Кумеев, 1978; Кумеев, 1982), что вычисленные по „ Z “ температуры неплохо согласуются с температурами, определенными другими методами и, в частности, по данным гомогенизации газовой-жидких включений. Мы также имеем возможность сопоставить полученные температуры с температурами, установленными на основе изучения расплавных, кристалло-флюидных и газовой-жидких включений в минералах гранитоидов Беломорья и тем самым выяснить петрологический смысл этих температур. Оказывается, что температура упорядочения плагиоклаза в лейкосомах мигматитов m_{n+2} совпадает с температурой начала плавления включений раскристаллизованного расплава, в гранитах γ_2 температура упорядочения плагиоклаза близка к температуре начала плавления кристалло-флюидных и, наконец, в ультраметагенных гранитоидах m_{n+5+6} температура упорядочения плагиоклаза лежит в интервале температур начала плавления солевых и расплавных включений. В гранитоидах γ_1 расплавных включений не обнаружено, однако

очень часто встречаются высокотемпературные газо-жидкие включения, образование которых связывается с последними стадиями кристаллизации этих гранитоидов. Температура упорядочения плагиоклаза в γ_1 полностью соответствует температуре гомогенизации указанных включений. Все сказанное свидетельствует о том, что температура упорядочения плагиоклаза, определенная по параметру Z , очень точно отражает условия процесса кристаллизации гранитоидов, по крайней мере его заключительной стадии.

Если принимать перистеритовую структуру плагиоклаза как структуру „механического“ субмикроскопического срастания конечных Ca и Na членов ряда (Дир и др., 1966), то расчетная температура структурного равновесия для Ca ряда будет значительно более высокой, чем для Na ряда. Действительно, разница между этими температурами иногда превышает 300 °C (табл. 5). Полученные данные являются весьма интересными и не исключают того, что эти температуры отражают эволюционную историю плагиоклазов в процессе их кристаллизации и (или) неоднократного структурно-метаморфического преобразования содержащих их пород. Температура упорядочения плагиоклаза по Na в γ_1 и m_{n+5+c} близка термальному режиму заключительных этапов метаморфизма третьего тектоно-метаморфического цикла, наложенного по отношению к γ_1 . Температура упорядочения по Ca в ультраметабазных гранитоидах m_{n+5+c} составляет 705 °C, что соответствует температуре полной гомогенизации расплавных включений. Для γ_1 также получены высокие температуры упорядочения плагиоклаза по Ca . По аналогии с m_{n+5+c} можно предполагать, что и в данном случае они характеризуют температуру исходных расплавов на стадии кристаллизации плагиоклаза.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т. В заметном количестве он присутствует только в гранитоидах γ_2 . По своему структурному состоянию соответствует низкотемпературному максимальному микроклину. Наряду с нормальными микроклинами имеются аномальные, характеризующиеся искаженными элементарными ячейками, что проявляется при расчетах в величине $Al(t_1, 0)$, превышающей единицу (табл. 5). Такие аномальные микроклины весьма характерны для мигматитов и гранитоидов комплекса основания Мурманского блока (Минц и др., 1977), их аномальность предположительно связывают с наложенными деформационными процессами. Кроме того, аномальность элементарных ячеек калиевых полевых шпатов может быть обусловлена присутствием в решетке катионов с большими ионными радиусами, например бария (Кумеев, Калинин, 1980), содержание которого в микроклинах γ_2 в некоторых случаях составляет 0,225 г/г.

Как видно из табл. 5, температура структурного упорядочения плагиоклазов γ_2 значительно выше, чем в микроклинах, что подтверждает наблюдения о неравновесности этих минералов в данных гранитоидах и более позднем развитии микроклина. Температура упорядочения калиевого полевого шпата составляет 420–490 °C и, так же как и в случае температуры упорядочения плагиоклаза по Na

соответствует термальному режиму поздних стадий метаморфизма второго и третьего тектоно-метаморфических циклов, в условиях которого происходило структурное преобразование рассматриваемых гранитоидов.

Б и о т и т. Для характеристики состава слюд из гранитоидов и гнейсов беломорского мегакомплекса использовано 20 оригинальных химических анализов биотитов, из которых пять принадлежат γ_1 , два γ_2 , шесть m_{n+5+6} и семь – гнейсам чупинской свиты, вмещающим гранитные тела.

По литературным данным известно, что состав биотитов определяется, с одной стороны, составом пород, а с другой – РТ-условиями кристаллизации. От состава пород зависят прежде всего железистость биотитов (Никигина, Хильтова, 1964; Великославинский, 1972; Мануйлова, Зарубин, 1974; и др.), относительное содержание Mn/Fe^{2+} (Stephenson, 1977) и глиноземистость (Маракушев, Тарарин, 1965). Количество титана в биотите определяется главным образом температурой его образования (Другова, Глебовичский, 1965; Гранулитовая фация..., 1972). Влияние давления проявляется в содержании Al^{IV} и Fe^{2+} в биотитах (Мануйлова и др., 1978). Совместное влияние состава среды и термодинамических условий образования проявляется в соотношениях катионов в октаэдрической и тетраэдрической позициях. Детально эти вопросы рассмотрены Е.Н. Ушаковой (1971, 1980).

Среди биотитов из разновозрастных гранитоидов беломорского мегакомплекса слюды плагиогранитов γ_1 характеризуются самой высокой однородностью состава. По химизму они наиболее близки к биотитам из гнейсов чупинской свиты. По сравнению с биотитами ультраметагенных гранитоидов m_{n+5+6} биотиты γ_1 отличаются высоким содержанием TiO_2 (до 3.5%), K_2O (до 10%), Al_2O_3 (18.26%) и MgO (17.07%). Биотиты m_{n+5+6} в свою очередь являются более магниезальными и более водными, содержат меньше K_2O . Различные составы биотитов четко проявляется и в их кристаллохимических формулах, в особенности по концентрации Mg , Fe^{3+} и Ti в октаэдрической позиции, а также по соотношениям $Ti/Fe^{2+} - Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ (рис. 13, б). На диаграмме в указанных координатах составы биотитов отчетливо обособляются в два поля. В одном из них располагаются биотиты γ_1 и гнейсов чупинской свиты, а в другом – биотиты из гранитоидов γ_2 и m_{n+5+6} . Подобная картина наблюдается и на диаграммах в координатах $OH - Fe^{2+}$ и $Ti - OH$ (рис. 13, а, в). При этом обнаруживается отрицательная корреляция между Ti и OH и положительная между OH и Fe^{3+} . Поскольку количество TiO_2 и H_2O в исследованных биотитах не зависит от количества TiO_2 и соответственно H_2O в содержащих их породах, то можно думать, что выделяющиеся на диаграммах поля определяются различием термодинамических условий образования (установления структурного равновесия) слюд. Большая титанистость и меньшее количество OH в биотитах γ_1 и гнейсах чупинской свиты свидетельствуют о более высокой температуре и относительно большей сухости среды их образования по сравнению с биотитами

γ_2 и m_{n+5+6} . Более высокое содержание воды в слюдах поздних гранитоидов (m_{n+5+6} и γ_2) обеспечивает более высокий потенциал кислорода, что обуславливает большую окисленность железа в них. Подтверждением этому является положительная корреляция в биотитах между OH и Fe^{3+} (рис. 13).

Характерной особенностью биотитов γ_1 и гнейсов чупинской свиты по сравнению с биотитами более поздних гранитоидов является большая заполненность катионами (главным образом K) группы X , что, вероятно, обусловлено большей временной выдержанностью РТ условий, при которой происходило образование биотитов. Такой вывод хорошо согласуется и со структурной упорядоченностью плагиоклазов и с большей гомогенностью химических составов биотитов γ_1 .

Таким образом, изучение минералов из гранитоидов беломорского мегакомплекса позволяет сделать вывод, что наиболее информативными минералами, по особенностям состава и структурного состояния которых можно судить об условиях формирования гранитоидов, являются плагиоклаз и биотит. Калиевый полевой шпат легко изменяется в процессе наложенных относительно высокотемпературных структурно-метаморфических преобразований и отражает условия этих преобразований.

Как было показано выше, температура структурного упорядочения плагиоклаза во многих случаях совпадает с температурой начала плавления расплавных, кристалло-флюидных и газовой-жидких включений, т.е. отвечает условиям конечных стадий кристаллизации гранитоидов. Еще больший интерес вызывает температура структурного упорядочения плагиоклаза по Sa , которая близка к температурам полной гомогенизации расплавных включений. Однако в нашем распоряжении имеется еще очень мало данных по этим температурам, чтобы делать какие-то окончательные выводы.

Особенности состава биотитов из разновозрастных гранитоидов Беломорья свидетельствуют о том, что их кристаллизация происходила в различных условиях. Формирование γ_1 связано, по-видимому, с длительной кристаллизацией родоначальных для них расплавов, на что указывает гомогенность состава слюд. Высокая титанистость и глиноземистость биотитов γ_1 , большое количество щелочей в позиции X , низкое содержание воды свидетельствуют об относительно „сухих“ условиях, высоких температурах и давлении при кристаллизации. Гранитоиды γ_2 по сравнению с гранитоидами γ_1 кристаллизуются при спаде температуры и давления, но при более высоком потенциале H_2O . Такой же режим кристаллизации устанавливается и для ультраметабазитов гранитоидов третьего тектоно-метаморфического цикла (m_{n+5+6}). На это указывает сходство состава слюд из гранитоидов γ_2 и m_{n+5+6} .

Петрохимия

Особенности петрохимии разновозрастных мигматитов и гранитоидов беломорского мегакомплекса рассматриваются только на основе лич-

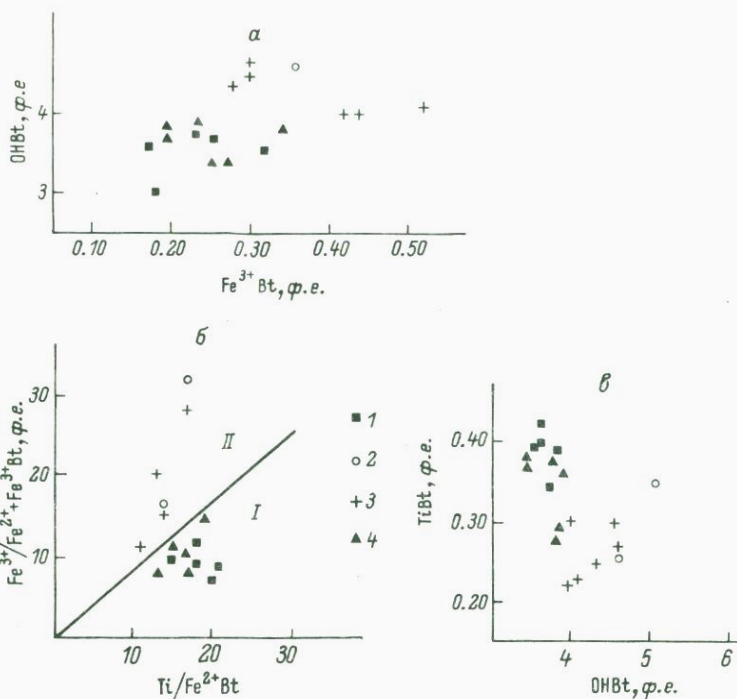


Рис. 13. Характер соотношений Ti , Fe^{2+} , Fe^{3+} и OH в кристаллохимических формулах биотитов из гнейсов, лейкосом мигматитов и гранитоидов беломорского мегакомплекса.

Биотиты из: 1 - гранитоидов γ_1 , 2 - гранитоидов γ_2 , 3 - ультрамагических гранитоидов m_{n+5+6} , 4 - гнейсов чупинской свиты. Фации: I - гранулитовая, II - амфиболитовая.

ных материалов авторов. Дело в том, что многочисленные анализы, приведенные в более ранних публикациях по Беломорью (Судовиков, 1964; Беломорский комплекс..., 1962; Смирнова, Бабошин, 1967; и др.), в настоящее время невозможно "привязать" к выделяемым нами циклам и этапам мигматито- и гранитообразования. В общей сложности для характеристики вещественного состава гранитоидов Беломорья использовано около 200 силикатных химических анализов. Однако ограниченный объем настоящей работы не позволяет полностью опубликовать их, поэтому в таблицах приводятся только средние составы.

Многолетний опыт изучения петрохимических особенностей раннедокембрийских гранитоидных комплексов и формаций (Раннедокембрийские..., 1975; Магматические формации..., 1980) показывает, что существующие методы петрохимических пересчетов и способы

сопоставления по разным петрохимическим индексам и параметрам зачастую имеют чисто иллюстративный характер и практически не позволяют извлекать объективную генетическую информацию. Ст указанных недостатков нас частично избавляет использование в качестве основы для представления и интерпретации петрохимических данных модели четырехкомпонентной гранитной системы $Ab-An-Or-Qz$, разработанной Е.И. Кравцовой (1974, 1976) на основе синтеза экспериментальных данных по частным двойным и тройным системам при разных давлениях воды. Основное достоинство этой модели заключается в возможности быстрого перехода от чисто эмпирического выявления особенностей химизма пород к физико-химической трактовке выявленных характеристик. Методика нанесения точек составов на проекции системы $Ab-An-Or-Qz(H_2O)$ и их статистической обработки, а также основные принципы интерпретации полученных данных подробно изложены в монографии Ф.П. Митрофанова с соавторами (Раннедокембрийские..., 1975). Учитывая наиболее вероятные соотношения $P_{общ}$ и P_{H_2O} при метаморфизме и ультраметаморфизме пород беломорского комплекса, мы установили свой выбор на варианте упомянутой системы при $P_{H_2O} = 3$ кбар.

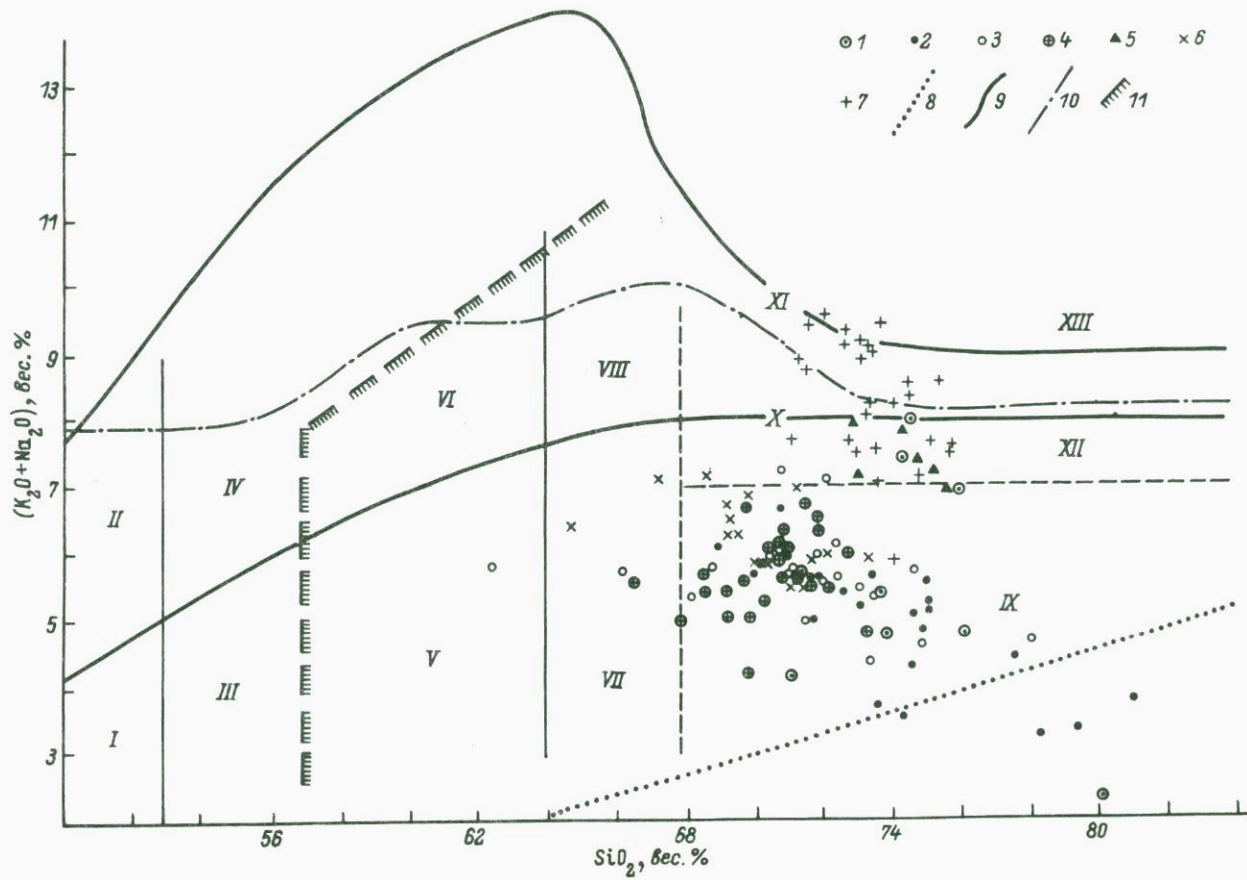
Ранее были сформулированы признаки, характеризующие анатектитовую природу мигматитов при их анализе с помощью экспериментально изученной четверной гранитной системы типа приведенной на рис. 15 (Раннедокембрийские..., 1975, с. 165–166). Этот анализ сводится к сопоставлению направления изменения химизма от палеосомы к неосоме с теоретически возможными и экспериментально установленными направлениями (трендами) выплавления. В случае анатектического происхождения гранитоидной лейкосомы точка ее состава должна быть во всех случаях ближе к низкотемпературным областям системы, чем состав исходной породы. Для исходных пород кварцевого объема все анатектитовые выплавки будут относительно их обеднены нормативным кварцем, а для исходных пород двух других объемов – обогащены им. Выплавки из плагиоклазового и кварцевого объемов должны быть обогащены нормативным ортоклазом, при этом чем меньше в исходной породе отношение Ab/An , тем более ортоклазовыми должны быть инициальные расплавы. Чем больше отличается состав исходной породы (при прочих равных условиях) от составов, лежащих на котектической линии, тем меньше должно быть лейкосомы. Инициальные анатектиты из пород, соответствующих по составу объему несмесимости гранитной системы, должны быть близки составам тройной котектической линии, а из пород объема смесимости, бедных анортитом, должны приближаться к составу самой низкотемпературной точки „М“ системы. При более высокой степени анатексиса („метатексис“, по К. Менерту, 1971) расплавы, образованные из пород, состав которых попадает в объем кристаллизации одного из нормативных минералов, будут приурочены к котектическим поверхностям и лишь при расплавлении, близком к полному („диатексису“), будут сходными с первичными породами.

Использование модели гранитной системы в качестве основы для систематизации и генетической трактовки петрохимических данных, конечно, полностью не освобождает нас от применения традиционных и нетрадиционных методов статистической обработки результатов и их интерпретации. В этом отношении особо следует отметить методику, разработанную И.И. Абрамовичем и В.В. Грузой (1972). Эти авторы на большом фактическом материале убедительно показали, что в ходе формирования магматических гранитоидов в расплавах устанавливаются стабильные соотношения парных коэффициентов корреляции, которые могут служить своеобразным критерием „магматичности“ интересующих нас объектов. В связи с этим определенный интерес представляет сопоставление последовательности изменения парных коэффициентов корреляции в рассматриваемых гранитоидах с последовательностью коэффициентов корреляции, характерной для магматического процесса. Кроме того, в целях извлечения генетической информации могут быть использованы такие показатели, как процент значимых связей и средний показатель силы корреляционной связи между петрогенными элементами — R_{Cp}^2 (Беус, Ойзерман, 1972).

Лейкосомы мигматитов. При нанесении составов лейкосом всего беломорского мегакомплекса на классификационную диаграмму в координатах $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 14 — Классификация..., 1981) видно, что все они по составу отвечают группам „низкощелочных гранитов“ и „гранитов“ (поля 1X, X) и лишь иногда попадают в поля более основных гранитоидов (VII и Y) и „лейкогранитов“ (XII). Это подтверждает высказанное ранее положение (Раннедокембрийские..., 1975) о том, что для мигматитов раннего докембрия в целом нехарактерны щелочные гранитоиды как продукты неравновесного процесса кристаллизации, ведущего к образованию гранитов — минимума „M“ Боуэна-Таттла.

Средний химический состав лейкосом наиболее ранних мигматитов беломорского мегакомплекса приведен в табл. 6. Судя по расположению точек составов лейкосом рассматриваемых мигматитов на классификационной диаграмме (рис. 14), намечается определенная зависимость их состава от состава исходных пород. К полю „низкощелочных гранитов“ (1X) преимущественно приурочены точки составов лейкосом лейкократовых биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов керетской и чупинской свит беломорского мегакомплекса. Точки составов лейкосом биотитовых микроклин-плагиоклазовых гнейсов керетской свиты попадают в поле „лейкогранитов“ (XII). И, наконец, точка состава лейкосомы глиноземистого кианит-гранат-биотитового гнейса чупинской свиты расположена вне области распространения химических составов магматических горных пород.

Наличие парных анализов „лейкосома-меланосома“ позволяет провести для мигматитов m_n исследование на предмет их „анатективности“. Из рис. 15 следует, что явно анатектическую природу имеют только лейкосомы биотитовых микроклин-плагиоклазовых гнейсов керетской свиты, которые по составу очень близки к воз-



можным инициальным расплавам в системе $Ab-An-Or-Qz$. По сравнению с меланосомами они обогащены нормативным ортоклазом и кварцем, а точки их составов смещены по направлению к проекции тройной котектической линии при $P_{H_2O} = 3$ кбар, т.е. располагаются в более низкотемпературной области системы.

Неанатектической является лейкосома глиноземистого гнейса чупинской свиты беломорского мегакомплекса. Линия, связывающая на проекциях тетраэдра состав лейкосомы и меланосомы, пересекает котектическую поверхность плагиоклаз-кварц, что невозможно объяснить с позиций анатектической модели гранитообразования. Такой вывод находится в полном соответствии с другими имеющимися в нашем распоряжении данными. Обычно лейкосомы m_n глиноземистых гнейсов так сильно обогащены плагиоклазом или кварцем, что никакими процессами выплавления их из этих пород произвести нельзя. По-видимому, они представляют собой либо первичные седиментогенные прослойки с большим содержанием кварца, либо продукты метаморфических процессов.¹

Более сложным является вопрос о происхождении лейкосом лейкократовых биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов керетской и чупинской свит беломорской серии, точки составов которых на диаграмме (рис. 15) тяготеют к котектической поверхности

¹ Несмотря на то что и здесь и в других местах подобные образования мы для краткости именуем „лейкосомы“, в принципе, по нашему мнению, лейкократовые, светлые прослои негранитоидного состава желательно не относить к „лейкосомам мигматитов“, а рассматривать как обычную метаморфическую полосчатость.

Рис. 14. Классификационная диаграмма $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ для средних и кислых магматических пород (Классификация..., 1981).

Составы групп: I – габброиды; II – субщелочные габброиды; III – диориты; IV – субщелочные диориты, монзониты, монцодиориты; V – кварцевые диориты; VI – субщелочные кварцевые диориты, кварцевые монзониты, монцодиориты; VII – гранодиориты – тоналиты; VIII – кварцевые сиениты; IX – низкщелочные граниты; X – граниты; XI – субщелочные граниты; XII – лейкограниты; XIII – субщелочные лейкограниты. Структурно-возрастные группы мигматитов и гранитоидов беломорского мегакомплекса (в скобках – количество анализов): 1 – лейкосома мигматитов $m_n(10)$, 2 – лейкосомы мигматитов $m_{n+2}(23)$, 3 – жильные ультраметагенные гранитоиды $m_{n+s+c}(19)$, 4 – автохтонные мигматит-граниты $m_{\gamma}(26)$, 5 – гранитоиды $\gamma_n(6)$, 6 – гранитоиды $\gamma_1(17)$, 7 – гранитоиды $\gamma_2(27)$; 8 – область распространения химических составов магматических пород; 9 – область распространения субщелочных пород; 10 – нижняя граница распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 11 – граница распространения кварцсодержащих пород (кварца более 5%).

Т а б л и ц а 6

Средние содержания (\bar{x}) и стандартные отклонения (σ) петрогенных элементов в гнейсах, лейкосомах мигматитов и гранитоидах беломорского мегакомплекса

Окислы	Гнейсы беломорского мегакомплекса				m_n	m_{n+2}	Мигма-тит-граниты m_γ	Жильные гранитоиды m_{n+3+6}	σ_n	σ_1	σ_2
	I	II	III	IV							
SiO ₂	68,66	70,56	67,59	68,23	74,34	73,82	70,29	71,37	74,16	69,97	73,23
TiO ₂	3,78	0,63	3,84	3,65	2,56	2,99	1,56	3,36	1,11	2,05	1,09
	0,45	0,27	0,51	0,46	0,09	0,12	0,28	0,16	0,14	0,29	0,11
Al ₂ O ₃	0,26	0,10	0,22	0,23	0,07	0,12	0,13	0,15	0,06	0,12	0,11
	15,53	15,43	15,33	15,38	14,21	14,87	15,73	15,65	14,39	16,10	14,94
Fe ₂ O ₃	0,69	0,41	1,36	1,15	1,79	1,58	0,58	1,26	0,12	0,81	0,87
	1,25	0,52	1,03	0,99	0,38	0,28	0,54	0,78	0,48	0,63	0,27
FeO	0,64	0,24	0,65	0,63	0,25	0,22	0,30	0,93	0,25	0,37	0,25
	2,31	1,58	3,62	3,08	1,14	1,12	1,92	1,43	1,04	1,57	0,73
MnO	1,00	0,61	1,61	1,61	0,50	0,79	0,92	0,91	0,50	0,72	0,52
	0,16	0,12	0,13	0,13	0,12	0,11	0,11	0,14	0,05	0,11	0,06
MgO	0,05	0,07	0,06	0,06	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,06
	1,28	0,73	2,19	1,80	0,37	0,47	0,94	0,67	0,45	0,92	0,35
CaO	0,63	0,27	1,27	1,21	0,15	0,29	0,49	0,52	0,20	0,43	0,37
	4,17	2,48	3,52	3,49	3,33	2,84	3,40	3,12	1,29	2,96	1,37
Na ₂ O	0,71	0,36	1,66	1,47	1,77	0,98	0,57	0,52	0,35	0,32	0,48
	3,96	4,80	3,19	3,57	3,70	4,05	4,40	4,33	3,55	4,86	3,38
K ₂ O	0,39	0,28	0,98	1,01	1,26	0,76	0,55	0,45	0,21	0,39	0,40
	1,01	2,01	1,44	1,44	1,66	1,22	1,27	1,33	3,87	1,53	4,92
P ₂ O ₅	0,19	0,51	0,51	0,55	1,66	1,26	0,46	0,72	0,47	0,42	1,03
	0,14	0,07	0,09	0,09	0,02	0,04	0,07	0,08	0,04	0,09	0,06
n	0,10	0,04	0,06	0,07	0,01	0,04	0,05	0,09	0,03	0,11	0,06
	10	8	36	54	10	25	26	19	6	17	27

Примечание. Гнейсы беломорского мегакомплекса: I - биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы керетской и чупинской свит; II - биотитовые микроклиноидсодержащие плагиоклазовые гнейсы (ортогнейсы) керетской свиты; III - кианит-гранат-биотитовые глиноземистые гнейсы чупинской свиты; IV - „субстрат“ в целом. Здесь и далее n - количество образцов (проб).

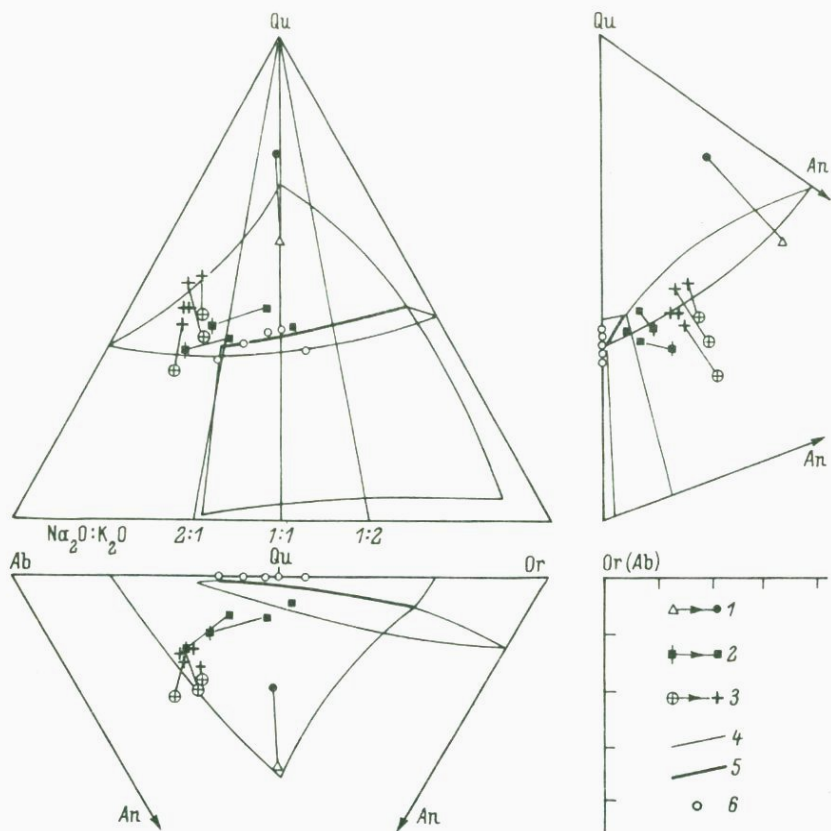


Рис. 15. Мигматиты m_n (меланосома → лейкосома) по глиноземистым кианит-гранат-биотитовым гнейсам чупинской свиты (1), биотитовым микроклин-плагиоклазовым гнейсам керетской свиты (2) и лейкократовым биотитовым и гранат-биотитовым плагиогнейсам керетской и чупинской свит (3) беломорского мегакомплекса. Элементы системы $Ab-An-Or-Qu$ (H_2O) на этом и других рисунках: 4 — проекция поверхности кристаллизации, 5 — проекции линии «тройной» котектики при $D_{H_2O}=3$ кбар; 6 — точки минимума системы M или точки совместной кристаллизации кварца и самых низкотемпературных щелочных полевых шпатов в условиях солидуса при $P_{H_2O}=0-3$ кбар.

плагиоклаз-кварц. Относительно низкотемпературной части тройной котектической линии лейкосома обогатены кварцем и значительно обеднены ортоклазом.

В данном случае и лейкосома и меланосома не содержат калиевого полевого шпата. При этом содержание K_2O в лейкосоме не превышает его содержания в меланосоме. Все это, по-видимому,

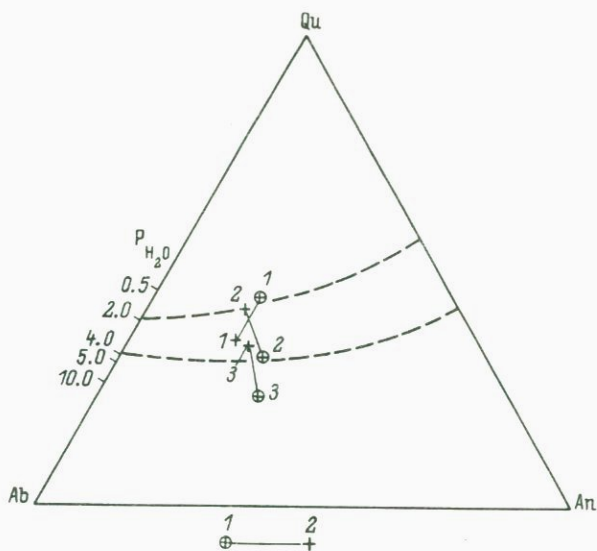


Рис. 16. Составы мигматитов (меланосома (1) → лейкосома (2)) по лейкократовым гранат-биотитовым и биотитовым плагиогнейсам на схематической диаграмме $Ab-An-Qu$ (H_2O).

свидетельствует о том, что биотит, который в плагиогнейсах является единственным возможным „поставщиком“ калия, оставался устойчивым на протяжении всего процесса мигматитообразования. Поскольку калийсодержащие минералы в подобных мигматитах должны быть исключены из рассмотрения, для анализа составов более корректным является использование системы кварц-альбит-анортит (вода) (Раннедокембрийские..., 1975).

Положение составов парных проб этих мигматитов на схематической диаграмме тройной системы (рис. 16), за исключением лейкосомы 2, которая не может рассматриваться как анатектическая, не позволяет однозначно решить вопрос об их происхождении. С одной стороны, лейкосомы расположены близко к котектике плагиоклаз-кварц и обогащены альбитом по сравнению с соответствующими меланосомами, что отвечает направленности изменения состава анатектических расплавов и реститов при плавлении. С другой стороны, $Ab-An$ отношения в этих парных пробах очень близки, что может иметь место только в диатектитах. Однако этому противоречит анхикотектический состав лейкосомы. Кроме того, судя по геологическим наблюдениям, количество лейкосомы в конкретных обнажениях не превышает 10–15%, что не соответствует такой высокой степени плавления. Все вместе это свидетельствует скорее об отличном от анатектического механизма их формирования.

Для химических составов лейкосом мигматитов m_{n+2} намечается такая же зависимость от состава исходного субстрата, как

Т а б л и ц а 7

Пороговые значения уровня значимости (ПЗУЗ) различий между химическим составом сравниваемых групп пород методом дискриминантных функций (слева внизу) и расстояния Махаланабиса (PM, справа сверху)

Группа пород	n	m_n	m_{n+2}	$m - \gamma$	m_{n+5+6}	γ_1	γ_2	γ_n
m_n	10		1.7	2.6	2.1	3.2	3.8	2.8
m_{n+2}	25	0.281		2.0	1.6	2.5	4.1	2.9
m_{γ}	26	0.010	0.001		1.7	1.3	4.7	3.8
m_{n+5+6}	19	0.193	0.065	0.033		1.9	4.3	3.4
γ_1	17	0.013	0.001	0.379	0.067		4.8	3.9
γ_2	27	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000		1.9
γ_n	6	0.689	0.039	0.003	0.050	0.032	0.388	
		γn_1	γn_2	γn_3				
γn_1	8		3.9	3.9				
γn_2	10	0.158		2.5				
γn_3	36	0.000	0.002					

П р и м е ч а н и е. Расшифровка индексов групп дана в табл. 6.

и для лейкосом мигматитов m_n . Лейкосомы лейкократовых биотитовых и гранат-биотитовых плаггиогнейсов отвечают по составу „низкощелочному граниту“, а лейкосомы глиноземистых гнейсов в большинстве случаев имеют негранитный состав. Для последних характерно высокое содержание SiO_2 при низком значении суммы щелочей. В связи с этим точки составов лейкосом глиноземистых гнейсов на диаграмме $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ в основном располагаются за пределами области распространения химических составов магматических горных пород (рис. 14).

Сопоставление средних химических составов лейкосом мигматитов m_n и m_{n+2} показывает (табл. 6, 7), что они практически не отличаются по содержанию основных петрогенных окислов. Существенные различия выявляются лишь при изучении внутренней структуры их корреляционных матриц (рис. 17). Для m_n из 55 рассчитанных парных коэффициентов корреляции значимыми (при уровне значимости 0.05 и выше) являются только восемь корреляционных связей, которые отчетливо распадаются на две обособленные группы. Первая группа корреляционных связей объединяет Si, Al и Na. Кремний связан отрицательной зависимостью с Al и Na, а Na, который в данном случае может входить преимущественно только в состав плагиоклаза, положительно связан с Al. Эта группа

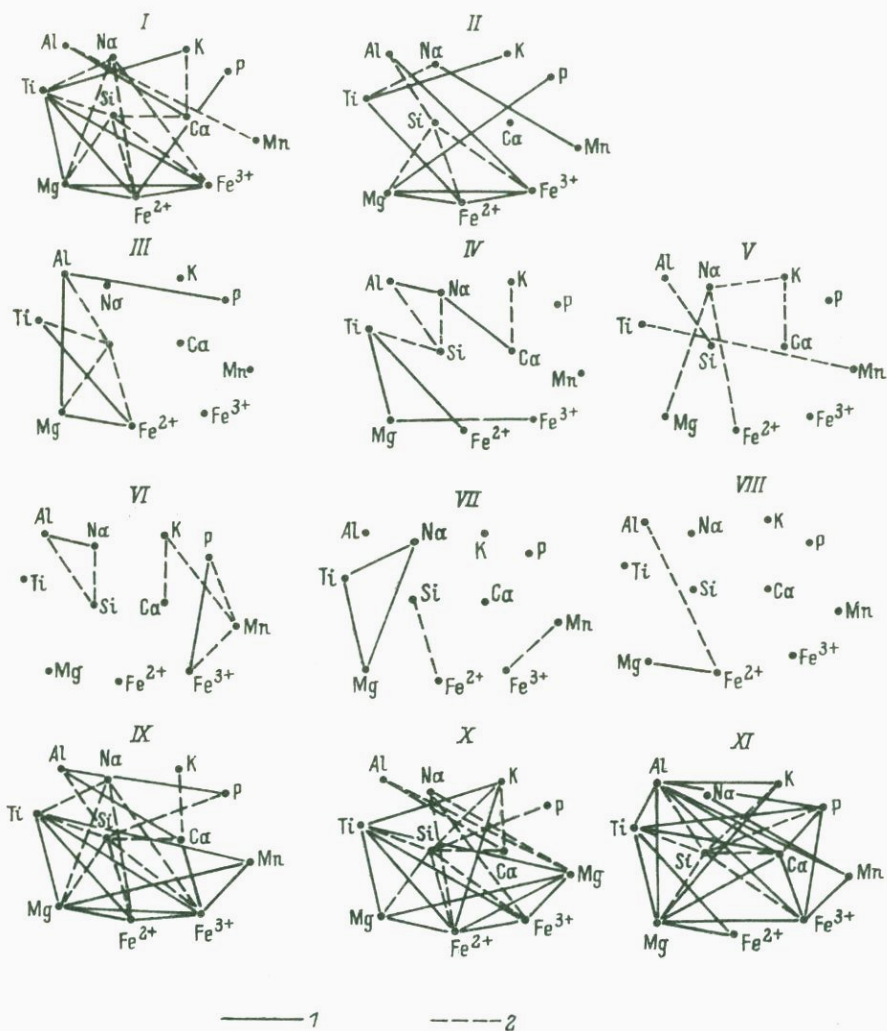


Рис. 17. Структура значимых корреляционных связей в гнейсах, лейкосомых мигматитов и гранитоидах беломорского мегакомплекса.

Структурно-возрастные группы гранитоидов: I - автохтонные мигматит-граниты m_{n+2} , II - жильные ультраметагенные гранитоиды m_{n+5+6} , III - гранитоиды γ_1 , IV - лейкосомы мигматитов m_{n+2} , V - гранитоиды γ_2 , VI - лейкосомы мигматитов m_n , VII - гранитоиды γ_n , VIII - "субстрат" в целом, IX - глиноземистые гнейсы чупинской свиты, X - лейкократовые биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы керетской и чупинской свит; XI - биотитовые микроклиносодержащие плагиоклазовые ортогнейсы керетской свиты. Типы корреляционных связей: 1 - положительные, 2 - отрицательные.

связей, вероятно, отражает количественные соотношения между указанным минералом и кварцем. Вторую группу связей образуют $\Sigma\alpha$ коррелируемый отрицательно с K , и Mn , связанный отрицательно с P , K и Fe^{3+} ; Fe^{3+} положительно связано с P . Среди всех этих связей наиболее важной представляется связь $\Sigma\alpha-K$, которая скорее всего определяется соотношением плагиоклаза и калиевого полевого шпата в микроклинодержащих парагенезисах.

Существование в лейкосомах m_n двух обособленных групп корреляционных связей, по-видимому, обусловлено тем, что в выборку включены породы с различным качественным минералогическим составом ($Bt+Qu+Pl$ и $Bt+Kfs+Qu+Pl$). Отсутствие значимых корреляционных связей между фемическими компонентами, а также между фемическими и салическими компонентами объясняется незначительным содержанием темноцветных минералов.

В лейкосомах m_{n+2} количество значимых корреляционных связей по сравнению с m_n увеличивается незначительно, но структура их соотношений существенно меняется. В группе салических компонентов помимо отрицательных связей $Si-Al$, $Si-Na$ и положительной связи $Al-Na$ устанавливаются положительная связь $Na-\Sigma\alpha$ и отрицательная связь $\Sigma\alpha-K$. Увеличение количества темноцветных минералов в составе m_{n+2} находит свое отражение в появлении положительных связей $Ti-Mg$, $Ti-Fe^{2+}$ и $Mg-Fe^{3+}$. Кроме того, для m_{n+2} характерна отрицательная связь $Si-Ti$, которая отражает соотношение лейкократовых и темноцветных минералов. Обращает на себя внимание отсутствие корреляционной связи K с Fe^{2+} и с Fe^{3+} . Это, по-видимому, связано с тем, что железо входит не только в биотит, но и в другие железо-магнезиальные минералы - гранат и амфибол.

Приведенные данные показывают, что структура значимых корреляционных связей в мигматитах m_n и m_{n+2} отражает их качественный минеральный состав и количественные соотношения между отдельными минералами. Несмотря на существенные отличия в структуре корреляционных матриц, значимые „магматические“ корреляционные связи в этих мигматитах устанавливаются только в парах $Si-Na$ и $\Sigma\alpha-K$, а наблюдаемый ряд последовательности коэффициентов корреляции (табл. 8) ни в том, ни в другом случае не соответствует ожидаемому для магматического процесса (Абрамович, Груза, 1972). Следует подчеркнуть, что „магматические“ соотношения между коэффициентами корреляции могут быть нарушены в связи с тем, что мы в границах одной выборки рассматриваем лейкосомы разного происхождения.

На петрохимической диаграмме $Ab-An-Or-Qu$ точки составов лейкосом m_{n+2} лейкократовых биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов располагаются в плагиоклазовом объеме системы или вблизи котектической поверхности кварц-плагиоклаз (рис. 18). Точки составов лейкосом m_{n+2} глиноземистых гнейсов чупинской свиты тяготеют к кварцевому объему системы, чем объясняется вытянутость изоденсы, околнуривающей 95% всех точек по направлению к кварцевой вершине тетраэдра. На эту же диаграмму нанесены со-

Т а б л и ц а 8

Последовательность коэффициентов парной корреляции в гнейсах, лейкосомах мигматитов и гранитоидах беломорского мегакомплекса

Возрастная группа гранитоидов	n	Значения r для окислов							
		Si-Mg	Si-Ca	Si-Na	Si-K	Mg-Ca	Mg-Na	Mg-K	
m_n	10	0,268	0,220	<u>-0,787</u>	<u>0,102</u>	<u>0,0</u>	<u>-0,258</u>	0,180	
m_{n+2}	25	-0,408	-0,443	<u>-0,682</u>	<u>-0,126</u>	<u>-0,097</u>	<u>0,097</u>	-0,077	
Мигматит-граниты m_{γ}	26	<u>-0,609</u>	<u>-0,452</u>	<u>0,401</u>	-0,109	<u>-0,231</u>	<u>-0,657</u>	0,287	
Жильные гранитоиды m_{n+5+6}	19	<u>-0,851</u>	<u>0,153</u>	<u>0,004</u>	<u>-0,308</u>	<u>0,047</u>	<u>-0,227</u>	0,322	
γ_1	17	<u>-0,875</u>	<u>0,173</u>	0,094	-0,535	<u>-0,215</u>	<u>-0,325</u>	0,344	
γ_2	27	<u>-0,391</u>	<u>-0,044</u>	<u>0,148</u>	-0,389	<u>-0,259</u>	<u>-0,497</u>	0,252	
γ_n	6	-0,384	<u>-0,671</u>	<u>-0,624</u>	<u>-0,159</u>	-0,266	<u>0,936</u>	<u>-0,674</u>	
I	8	<u>-0,522</u>	<u>-0,282</u>	<u>0,163</u>	<u>0,390</u>	<u>-0,234</u>	<u>-0,511</u>	<u>-0,608</u>	
II	10	<u>-0,934</u>	<u>-0,927</u>	-0,478	<u>-0,761</u>	<u>0,789</u>	<u>0,413</u>	<u>0,745</u>	
III	36	<u>-0,681</u>	<u>-0,453</u>	<u>0,198</u>	<u>-0,429</u>	<u>0,005</u>	<u>-0,341</u>	0,358	
Ожидаемый ряд		Si-Mg < Si-Ca < Si-Na < Si-K				Mg-Ca > Mg-Na > Mg-K			

m_n	<u>-0,140</u>	<u>-0,812</u>	0,180	<u>-0,024</u>	<u>-0,331</u>	0,081	0,378	14	0,097
m_{n+2}	<u>-0,182</u>	<u>-0,603</u>	-0,077	0,007	<u>0,392</u>	<u>0,253</u>	<u>-0,192</u>	16	0,073
Мигматит-граниты m_{γ}	<u>-0,325</u>	<u>-0,447</u>	0,287	<u>0,377</u>	<u>-0,094</u>	<u>-0,168</u>	0,181	36	0,140
Жильные гранитоиды m_{n+5+6}	-0,307	-0,150	0,322	<u>0,610</u>	<u>0,055</u>	<u>-0,397</u>	0,092	24	0,117
γ_1	-0,281	-0,072	0,344	<u>0,296</u>	<u>-0,251</u>	-0,213	0,057	15	0,067
γ_2	<u>-0,501</u>	<u>-0,750</u>	0,252	<u>0,172</u>	<u>0,195</u>	<u>-0,290</u>	-0,015	11	0,035
γ_n	<u>-0,552</u>	<u>0,279</u>	<u>-0,674</u>	<u>0,718</u>	<u>-0,184</u>	0,617	-0,485	9	0,077
I	<u>-0,052</u>	<u>-0,490</u>	<u>-0,608</u>	<u>0,718</u>	<u>-0,184</u>	<u>-0,717</u>	-0,197	4	0,026
II	0,363	0,526	<u>0,745</u>	<u>0,808</u>	<u>0,922</u>	<u>0,502</u>	0,524	51	0,337
III	<u>-0,056</u>	<u>-0,447</u>	0,358	<u>-0,092</u>	<u>0,136</u>	0,187	0,057	44	0,135
Ожидаемый ряд	K-Na > K-Ca > K-Mg			P-Mg > P-Ca > P-Na > P-K					

П р и м е ч а н и е. Прямой линией подчеркнуты значимые (при уровне значимости 0,05 и выше) коэффициенты парной корреляции, волнистой линией – коэффициенты парной корреляции, соотношения между которыми отвечают ожидаемым для магматического процесса. Гнейсы беломорского мегакомплекса: I – биотитовые микроклинсодержащие плагиоклазовые гнейсы (ортогнейсы) керетской свиты, II – биотитовые гранат-биотитовые плагиогнейсы керетской и чупинской свит; III – кианит-гранат-биотитовые глиноземистые гнейсы чупинской свиты.

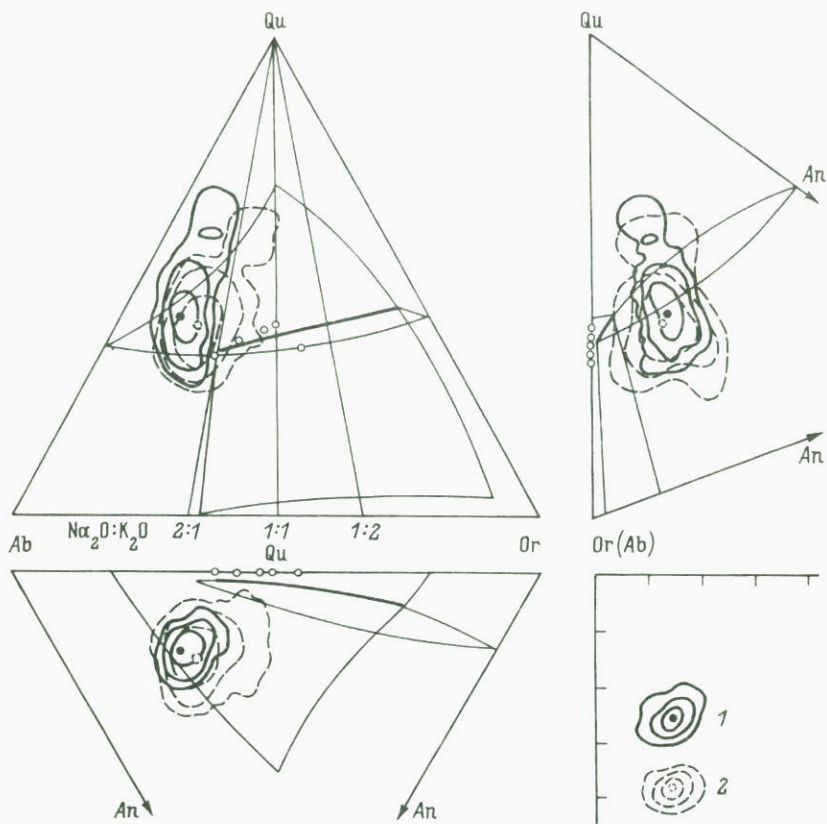


Рис. 18. Составы лейкосом мигматитов m_{n+2} (1) и типичных разновидностей гнейсов керетской и чупинской свит беломорского (2) мегакомплекса (соответственно 23 и 54 анализа).

Изолинии (изоденсы) здесь и на других рисунках оконтуривают 95, 75 и 50% всех точек.

составы типичных разновидностей гнейсов беломорского мегакомплекса, облако составов которых почти полностью перекрывается с облаком составов лейкосом мигматитов m_{n+2} .

Ранее было показано (Шуркин и др., 1983), что лейкосомы m_{n+2} глиноземистых кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской свиты в подавляющем большинстве случаев имеют неанатектическую природу. На рис. 19 хорошо видно, что ни в одном из 15 случаев тренд изменения состава в парах „лейкосома-меланосома“ не соответствует анатектическому процессу.

Исходя из положения составов лейкосом лейкократовых биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов на взаимосвязанных проекциях системы $Ab - An - Or - Qu$ (рис. 18), нельзя однозначно говорить

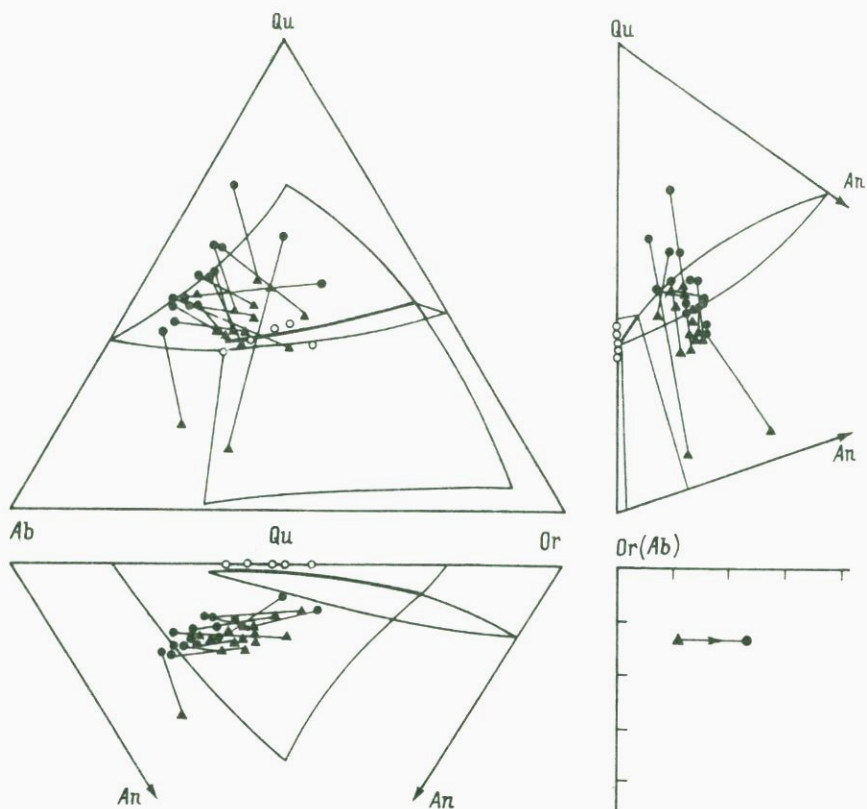


Рис. 19. Мигматиты m_{n+2} (меланосома → лейкосома) по глиноземистым кианит-гранат-биотитовым гнейсам чупинской свиты беломорского мегакомплекса (15 пар анализов).

о доминирующем процессе их формирования. Как анатектические могут рассматриваться только лейкосомы, составы которых тяготеют к котектической поверхности плагиоклаз-кварц. Находки в таких лейкосомах реликтовых магматических структур и включений раскристаллизованных расплавов свидетельствуют о справедливости сделанного заключения. Образование лейкосом плагиогнейсов, состав которых отвечает плагиоклазовому объему системы, трудно объяснить с позиций анатектической модели. Принимая анатектическую природу этих лейкосом, мы вынуждены признать, что они возникли при почти полном плавлении исходных пород (диатексис). Однако этому противоречат геологические данные. Количество лейкосомы m_{n+2} в обнажениях обычно не превышает 10–15%, что скорее всего соответствует стадии метатексиса. Вероятно, образование этих лейкосом следует связывать с метаморфическими или метасоматическими процессами.

Приведенные данные показывают, что химический состав лейкосом мигматитов m_n и m_{n+2} , так же как и их минеральный состав, во многом определяется составом исходных пород. Более того, в определенной зависимости от состава исходного субстрата находятся и генетические особенности этих ультраметагенных гранитоидов, выявленные при анализе их состава на диаграмме $Ab - An - Or - Qz$. С позиций анатектической модели гранитообразования мы можем рассматривать лишь формирование лейкосом мигматитов m_n и m_{n+2} по биотитовым микроклин-плагноклазовым гнейсам и по биотитовым и гранат-биотитовым плагногнейсам. Лейкосомы m_n и m_{n+2} глиноземистых кианит-гранат-биотитовых гнейсов и отчасти лейкосомы m_{n+2} биотитовых и гранат-биотитовых плагногнейсов, по-видимому, имеют неанатектическую природу. Мы склонны считать, что их возникновение связано с процессами метаморфической дифференциации и (или) перекристаллизации. Учитывая, что в процесс образования лейкосом мигматитов m_{n+2} в первую очередь вовлекаются лейкосомы более ранних мигматитов m_n , на основании близости их состава, мы можем предполагать, что метаморфические процессы, ведущие к их формированию, протекали в условиях квазизакрытой системы без существенного привноса или выноса основных породообразующих компонентов.

Плагногранитный (существенно натриевый) состав характерен и для наиболее поздних ультраметагенных образований беломорского мегакомплекса - автохтонных m_{γ} (мигматит-граниты) и параавтохтонных (жильных) гранитоидов m_{n+5+6} (табл. 6; рис. 20, 21). Сравнение средних химических составов этих гранитоидов показывает, что автохтонные мигматит-граниты отличаются повышенным содержанием TiO_2 , FeO и MgO (табл. 6, 7). Значимых различий в содержании остальных петрогенных окислов не установлено. При этом следует отметить, что для слабо перемещенных жильных гранитоидов m_{n+5+6} характерны более значительные вариации содержания SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 .

От мигматитов первого и второго тектоно-метаморфических циклов (m_n и m_{n+2}) автохтонные мигматит-граниты m_{γ} отличаются большей основностью состава. Наиболее существенные различия устанавливаются среди феррических компонентов. По сравнению с m_{n+2} мигматит-граниты обогащены TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO и CaO и характеризуются меньшим содержанием SiO_2 (табл. 6, 7). Гораздо больше сходства с m_{n+2} обнаруживают перемещенные аналоги мигматит-гранитов - жильные гранитоиды m_{n+5+6} . Для этих двух групп гранитоидов значимые различия устанавливаются только в отношении SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 (табл. 6, 7).

Из всех рассмотренных ультраметагенных гранитоидов беломорского мегакомплекса в мигматит-гранитах и жильных гранитоидах m_{n+5+6} наблюдаются самые сложные структуры корреляционных связей (рис. 17). Из 55 рассчитанных парных коэффициентов корреляции значимые связи устанавливаются в 20 случаях для мигматит-гранитов и в 13 случаях для жильных гранитоидов, что составляет соответственно 36 и 24% от числа всех возможных связей.

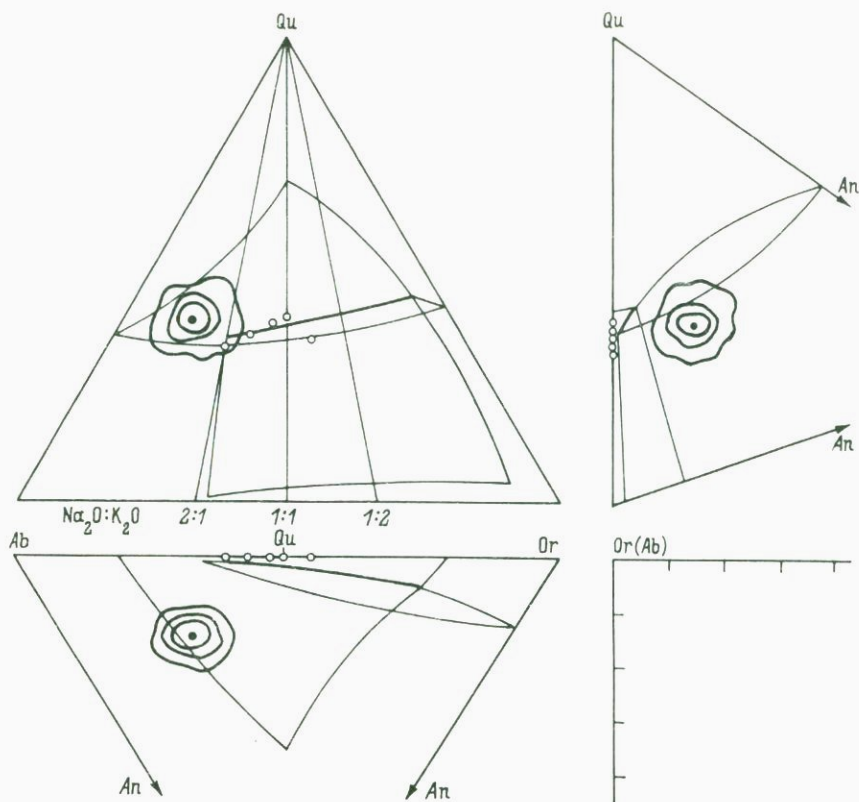


Рис. 20. Состав автохтонных мигматит-гранитов m_{γ} беломорского мегакомплекса (26 анализов).

В отличие от жильных гранитоидов в автохтонных мигматит-гранитах увеличивается количество значимых связей среди фемических компонентов и более полно представлены связи, объединяющие компоненты полевых шпатов. Структура корреляционной матрицы автохтонных мигматит-гранитов очень близка к структурам корреляционных матриц типичных разновидностей гнейсов беломорского мегакомплекса.

Наблюдаемый ряд коэффициентов парной корреляции в мигматит-гранитах m_{γ} и жильных гранитоидах m_{n+5+6} (табл. 8) довольно близок к ожидаемому для магматического процесса (Абрамович, Груза, 1972).

На проекциях гранитного тетраэдра точки составов автохтонных мигматит-гранитов образуют компактный изометричный „сгусток“, расположенный в плагиоклазовом объеме тетраэдра вблизи котектической поверхности плагиоклаз-кварц (рис. 20). Компактность сгустка точек и его изометричная форма могут служить признаком равновесной кристаллизации этих гранитоидов.

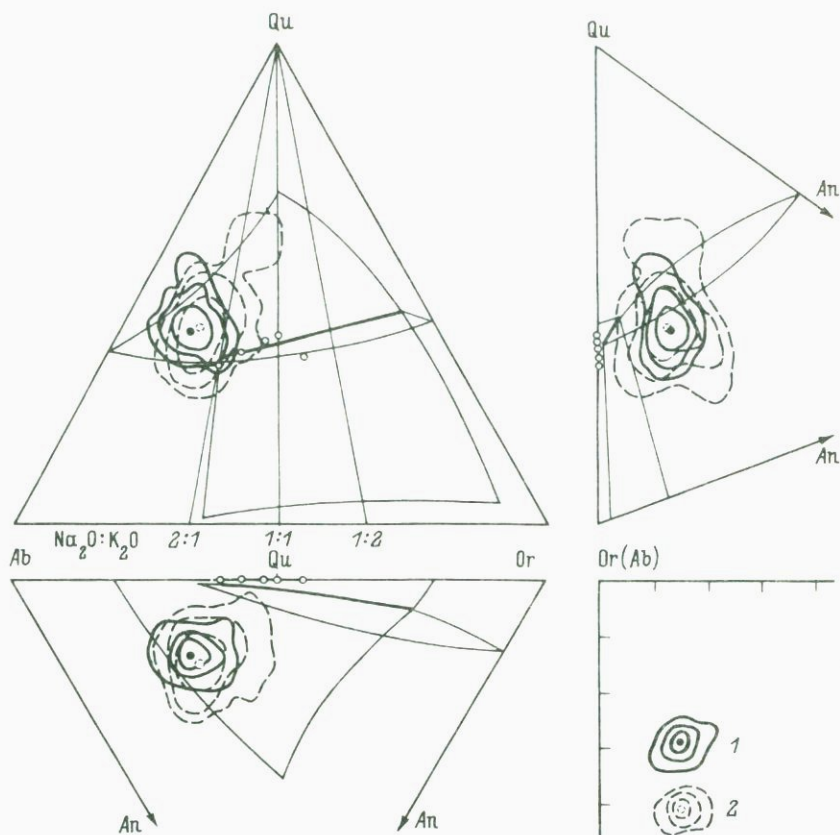


Рис. 21. Составы жильных ультраметагенных гранитоидов m_{n+5+6} (1) и наиболее типичных разновидностей гнейсов чупинской и керетской свит беломорского (2) мегакомплекса (соответственно 19 и 54 анализов).

Сходное положение по отношению к основным элементам системы $Ab - An - Or - Qu$ занимают и точки составов жильных ультраметагенных гранитоидов m_{n+5+6} (рис. 21). Однако по сравнению с мигматит-гранитами узор изоденс, оконтуривающих область их состава, имеет несколько более сложное строение. Особенно отчетливо это различие проявляется при сопоставлении конфигураций изоденс 95%, которая у жильных гранитоидов вытянута по направлению к Qu вершине тетраэдра.

Несмотря на значимые различия в содержании многих петрогенных элементов, поля составов лейкосом мигматитов m_{n+2} , автохтонных мигматит-гранитов m_{γ} и жильных ультраметагенных гранитоидов m_{n+5+6} почти полностью перекрываются, что указывает на определенное их сходство в части силикатных компонентов.

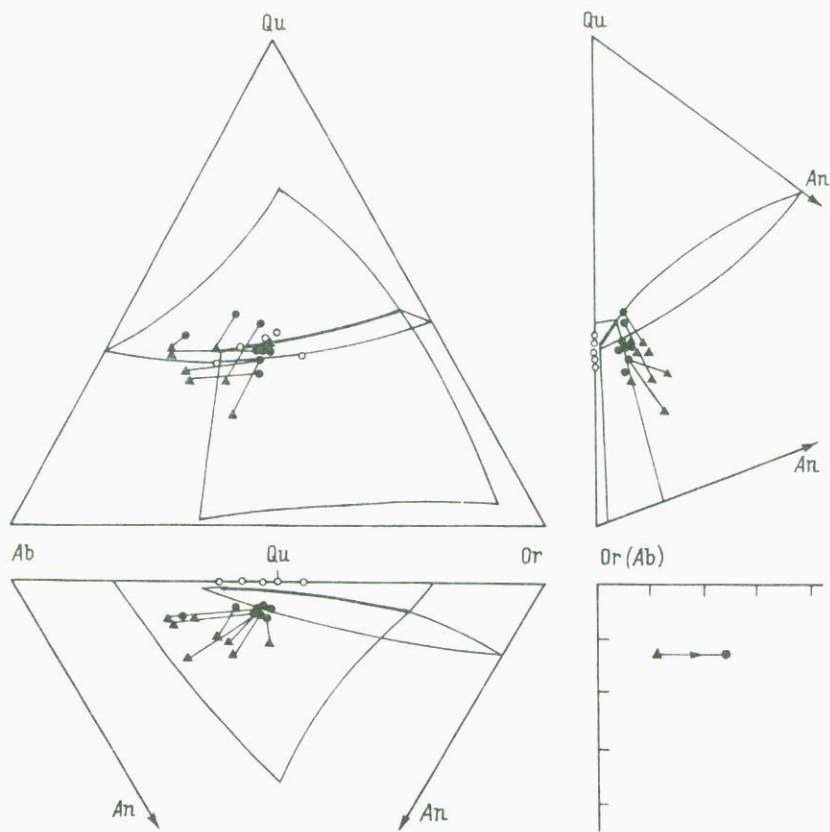


Рис. 22. Жильные ультраметагенные гранитоиды и мигматиты m_{n+5+6} (меланосома \rightarrow лейкосома) по лейкократовым биотитовым и гранат-биотитовым плагиогнейсам (8 пар анализов).

Анатектическая природа этих гранитоидов третьего тектоно-метаморфического цикла не вызывает сомнений. На это указывают многие особенности их геологического положения, соотношений с вмещающими породами, структуры, текстуры и, наконец, находки расплавных включений. К такому же выводу мы приходим и при анализе трендов изменения их состава (рис. 22) на диаграмме $Ab-An-Or-Qu$.

Формирование автохтонных мигматит-гранитов связано с процессами анатексиса, в результате которого происходило почти полное переплавление (диатексис) исходного субстрата — преимущественно лейкократовых биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов. Об этом свидетельствуют близость их состава к составу исходного субстрата, более основной характер этих гранитоидов по сравнению с лейкосомами ранних мигматитов и сходство структуры корреля-

ционных связей со структурой корреляционных связей субстрата. В ходе этого анатектического процесса в связи с тектоническими движениями происходило обособление, а на заключительных этапах и отделение, гранитообразующего вещества, которое сопровождалось образованием ряда ультрамагменных жильных гранитоидов очень близкого состава (m_{n+4} , m_{n+5} и m_{n+6}). Из геологических данных следует, что процесс формирования автохтонных мигматит-гранитов m_{γ} по крайней мере на ранних этапах имел избирательный характер. В первую очередь в анатектический процесс вовлекались лейкосомы ранних мигматитов m_n и m_{n+2} , что находит свое отражение в определенном сходстве основных компонентов узора изоденс на диаграммах $Ab - An - Or - Qn$ для m_n и m_{n+2} . Если проследить характер изменения этих диаграмм в ряду „субстрат- m_{n+2} ” жильные гранитоиды m_{n+5+6} - автохтонные мигматит-граниты m_{γ} , легко заметить, что в этой последовательности области составов становятся более компактными, однако основные компоненты узора (вытянутость 95% изоденсы к Qn вершине тетраэдра) сохраняются, хотя и становятся менее хорошо выраженными.

В целом процесс формирования рассматриваемых ультрамагменных гранитоидов имеет изохимический существенно натриевый характер. В определенном объеме пород он может рассматриваться как автохтонный без существенной дифференциации гранитообразующего вещества. При этом не образуется единая петрохимическая серия от существенно натриевых пород к натриево-калиевым, столь характерная для полного регрессивного эпигенетического ультрамагменного ряда (Раннедокембрийские..., 1975). Это показывает, что процессы гранитообразования в сближенные во времени этапы $D_{n+4} - D_{n+6}$ происходили в квазизакрывтой геологической системе. Отсутствие среди гранитоидов m_{n+5+6} пород, близких по составу к гранитам минимума „М” (рис. 20, 21), свидетельствует о том, что они являются продуктами довольно равновесной глубинной изобарической кристаллизации в условиях режима длительного термостатирования.

Г р а н и т о и д ы. Как было показано в геологической части работы, обособленные тела гранитоидов в беломорском мегакомплексе разделены нами на три структурно-возрастные группы - γ_n , γ_1 и γ_2 (табл. 2). Кроме того, в разрезе керетской свиты беломорского мегакомплекса присутствуют микроклин-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые гранитоиды, превращенные в процессе наложенных структурно-метаморфических преобразований в ортогнейсы, которые часто являются рамой для гранитоидов γ_n .

По петрохимическим характеристикам микроклинсодержащие плаггиоклазовые ортогнейсы керетской свиты отвечают плаггиогранитам (рис. 14), а ряд последовательности парных коэффициентов корреляции в них практически полностью соответствует магматическому процессу (табл. 8), что подтверждает возможность отнесения их к формации „древнейших тоналитов-серых ортогнейсов”. Сходные по химическому составу и геологическому положению образования в керетской свите о-ва Еловый Беломорья мы ранее относили

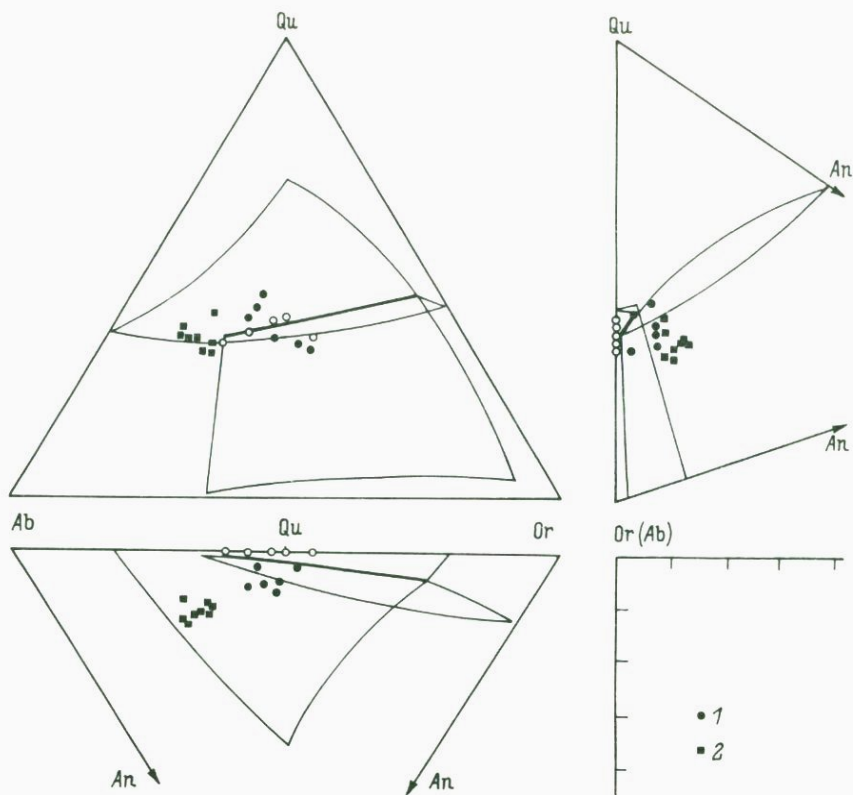


Рис. 23. Составы гранитоидов $\gamma_n(1)$ и вмещающих их микроклин-содержащих плагиоклазовых ортогнейсов керетской свиты (2).

к лепгинитам первичной вулканоплутонической природы (Зоубек и др., 1977).

Биотитовые микроклин-плагиоклазовые граниты γ_n района мыса Шарапова на классификационной диаграмме (рис. 14) относятся к группе „лейкогранитов“ и характеризуются анхизветктическими гранитными составами натриево-калиевой серии (табл. 6; рис. 23), что является характерным для поздних гранитоидных формаций раннедокембрийских геологических циклов (Раннедокембрийские..., 1975). По химизму эти гранитоиды наиболее близки к позднекладчатым микроклин-плагиоклазовым гранитам (γ_2) следующего, второго, тектоно-метаморфического цикла, отличаясь от них несколько пониженным содержанием K_2O (табл. 6, 8). Это свидетельствует в пользу предположения о том, что граниты γ_n завершают первый цикл развития беломорского мегакомплекса, его керетской (инфракрустальной) части.

Гранитоиды γ_1 , отнесенные к ранним интрузивным образованиям второго тектоно-метаморфического цикла, по составу отвечают низ-

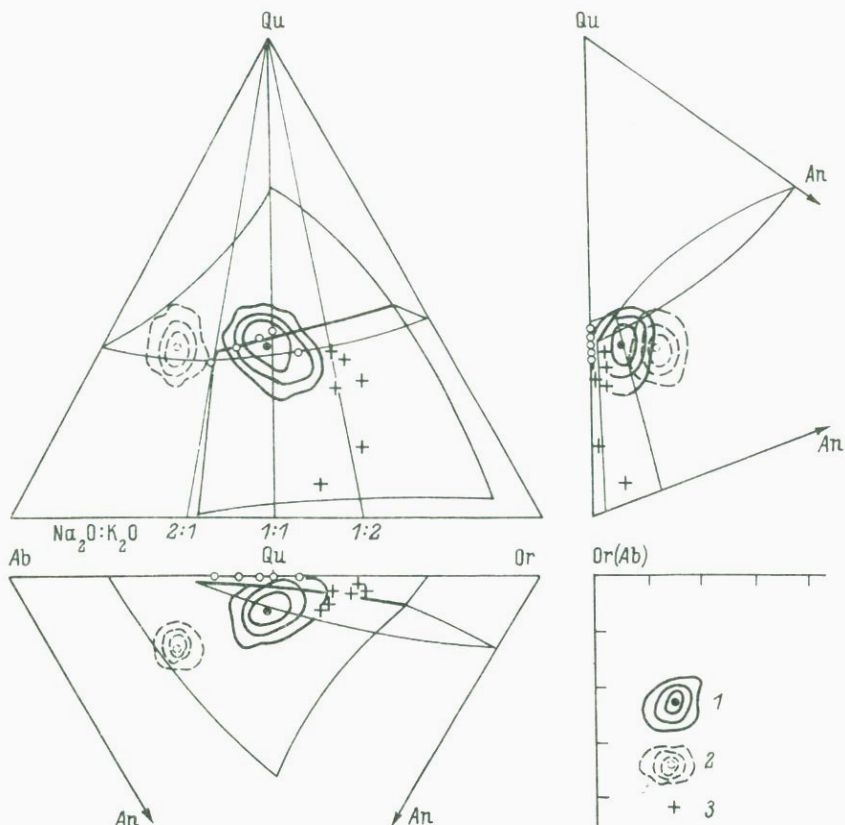


Рис. 24. Составы раннескладчатых и позднекладчатых гранитоидов второго тектоно-метаморфического цикла.

1 - γ_1 (17 анализов), 2 - интрузивные γ_2 (27 анализов), 3 - метасоматически измененные автохтонные γ_2 (6 анализов).

кошечным гранитоидам существенно натриевой серии (табл. 6; рис. 14). На петрохимической диаграмме (рис. 24) совокупность составов этих гранитоидов образует компактный изометричный сгусток в плагиоклазовом объеме системы. Форма сгустка свидетельствует о равновесной кристаллизации γ_1 в глубинных условиях. Необходимо подчеркнуть, что, несмотря на глубокую структурно-метаморфическую переработку, в γ_1 , так же как и в более ранних гранитоидах γ_n , ряд последовательности парных коэффициентов корреляции оказался близок к ожидаемому ряду для магматического процесса (табл. 8). Этот факт является свидетельством изохимического характера процессов их структурно-метаморфических преобразований. Об этом же свидетельствует и компактное расположение точек составов указанных гранитоидов на диаграмме Ab-An-Or-Qu (рис. 24).

Рассматриваемые гранитоиды, принадлежащие формации ортомагматогенных раннескладчатых плагиогранитоидов, вещественно близки к анатектическим автохтонным мигматит-гранитам третьего тектоно-метаморфического цикла (γ_3). Сопоставление их средних составов (табл. 6, 7) показывает, что они значимо различаются только по содержанию Na_2O . Такая близость состава, очевидно, может указывать на принципиальную возможность образования родоначальных для γ_1 расплавов в результате развития на глубине анатектических процессов, сходных с описанными для третьего тектоно-метаморфического цикла.

Лейкокраповые микроклин-плагиоклазовые граниты γ_2 по химизму значимо отличны от всех других (кроме γ_n) гранитоидных образований Беломорья (табл. 6, 7). По составу они приближаются к субщелочным гранитам и лейкогранитам натриево-калиевой серии (табл. 6; рис. 14). Исходя из соотношений с вмещающими породами, среди них могут быть выделены автохтонные и интрузивно-магматогенные образования. Но независимо от геологического положения γ_2 все они в той или иной степени изменены калиевым метасоматозом, причем наиболее интенсивно эти процессы проявлены в автохтонных гранитоидах. Это отчетливо видно на рис. 24. Как в автохтонных, так и в аллохтонных гранитоидах γ_2 мало значимых корреляционных связей между окислами и нарушен магматический ряд последовательности коэффициентов парной корреляции (табл. 8), хотя геологическими наблюдениями магматогенная природа последних устанавливается вполне определенно.

Тренд изменения состава при переходе от M_{n+2} к интрузивным γ_2 в рамках системы $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}-\text{Qz}$ (рис. 18, 24) полностью соответствует направлению изменения состава при равновесной магматической кристаллизации из плагиоклазового объема системы. Иными словами, образование γ_2 может быть связано с процессами дифференциации расплавов, возникших в кульминационную стадию анатектического гранитообразования второго тектоно-метаморфического цикла (этап D_{n+2}).

Из всего сказанного следует, что граниты γ_2 относятся к формации ультраметагенных позднескладчатых микроклин-плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитоидов - автохтонных и аллохтонных производных регрессивной ветви анатектических процессов, происходящих уже в условиях относительно открытой геологической системы (Раннедокембрийские..., 1975).

Включения минералообразующих сред

При изучении пород Беломорья большое внимание уделялось исследованиям включений минералообразующих сред, главным образом включениям затвердевшего расплава. В результате изучения на микроскопе „Ампливал“ в 70 полированных пластинках морфологии, расположения и соотношений включений было отобрано 20 пластинок, для которых произведено более 300 опытов по гомогенизации.

Т а б л и ц а 9

Распределение включений по интервалам температур гомогенизации

Типы включений	Интервалы $T_{\text{гом}}$, °С	Количество включений				
		γ_n	γ_1	m_{n+2}	γ_2	m_{n+5+6}
Газово-жидкие	100-150			20		10
	150-200			15		35
	200-250	10		10		
	250-300	30		15		10
	300-350		4		5	17
	350-400			10		23
	400-450				2	13
	450-500					5
	500-550				3	
Кристаллофлюидные и расплавные	550-600					1 ^к
	600-650		2	2		5(1 ^к 1 ^с)
	650-700					1
	700-750			4		6(1 ^к)
	750-800	10			17(10 ^к)	
Газово-жидкие	100-650	40	6	72	10	115
Кристаллофлюидные и расплавные	550-800	10		4	17	11
Итого		50	6	76	27	126

П р и м е ч а н и е. Индекс „к” - кристаллофлюидные включения, „с” - солевые.

Во всех группах мигматитов и интрузивных гранитов обнаружены многочисленные вторичные газово-жидкие включения с температурой гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) не более 200°, часто приуроченные к поздним генерациям кварца и сквозным трещинам. Более редкими, но наиболее информативными являются разнообразие генетические группы включений с $T_{\text{гом}}$ от 200 до 780°, которыми охарактеризованы интрузивные плагимикроклиновые граниты (γ_n) мыса Шаропова, плагиграниты (γ_1) участка Вехозера, микроклин-плагиклазовые граниты (γ_2) участка Карельский, лейкосомы мигматитов m_{n+2} и m_{n+5+6} (табл. 9; рис. 25). Для характеристики магматического этапа кристаллизации гранитоидов особый интерес представляют нормальные затвердевшие включения изначально гомогенного расплава и сингенетичные им кристаллофлюидные и флюидные

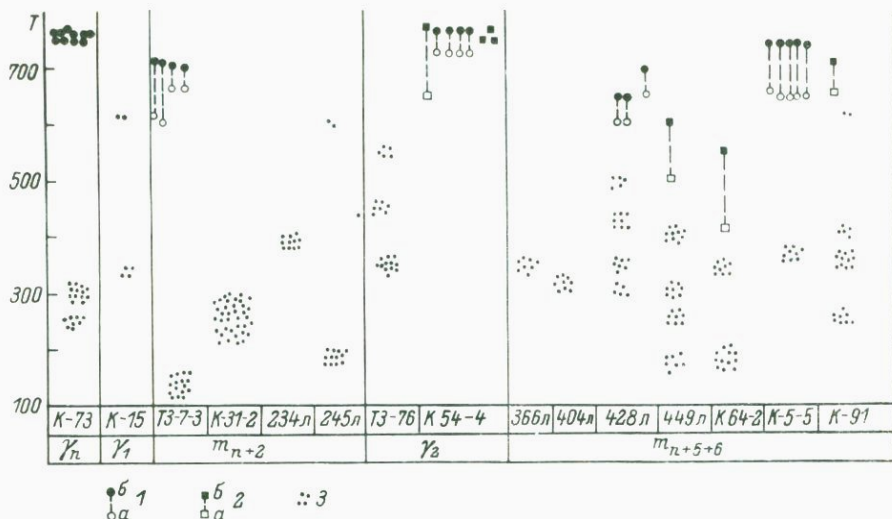


Рис. 25. $T_{\text{ГОМ}}$ включений в минералах гранитоидов беломорского мегакомплекса.

- 1 - включения раскристаллизованных расплавов (а - плавление твердой фазы, растворение газовой фазы, полная гомогенизация);
- 2 - газовой-жидкие включения с кристаллами солей (а - исчезновение газовой фазы, б - растворение соли, полная гомогенизация);
- 3 - газовой-жидкие включения - водные и с CO_2 .

включения. К кристаллофлюидным, по классификации Н.П. Ермакова (1972), мы относим включения силикатно-солевых и солевых расплаво-растворов, в которых при комнатной температуре наблюдаются фазы: силикатные (кристаллические и (или) стекло) + соль + газ + жидкость или соль + вода + газ.

Плаггиомикроклиновые граниты (γ_n). Включения раскристаллизованного расплава обнаружены здесь в кварце в виде редких скоплений от 3 до 10 индивидов. Размер их не превышает 5 мкм, поэтому фазы в них не просматриваются. При $T_{\text{ГОМ}}=760^\circ$ включения одновременно просветляются. Более многочисленны двух- и трехфазные газовой-жидкие включения с температурой растворения газа $240-260^\circ$ и жидко-газовые переналонные включения с $T_{\text{ГОМ}}=300-400^\circ$, взрывающиеся при $T > 400^\circ$. Широко представлены также однофазные углекислотные включения.

Плаггиограниты (γ_1). Эти раннескладчатые гранитоиды интенсивно переработаны наложенными процессами. Видимо, поэтому в них не удалось обнаружить включений расплава. Обнаруженные здесь газовой-жидкие включения с меняющимися соотношениями жидкости и газа располагаются в кварце или в виде одиночных образований, либо небольшими группами по 2-3 включения. Размер их не превы-

шает 10 мкм. Газовая фаза в некоторых включениях составляет более 50% объема. Гомогенизация в газ наступает при $T_{\text{ГОМ}} = 620-650^{\circ}$. Включения при перегреве сохраняют герметичность, а при понижении температуры до комнатной гетерогенизируются в исходное состояние. В других включениях газовый пузырек занимает не более 20% объема. Движение его в жидкости начинается при $T = 300^{\circ}$, $T_{\text{ГОМ}} = 340^{\circ}$.

Жильный материал мигматитов m_{n+2} . Редкие включения закристаллизованного расплава встречены в центральных частях зерен кварца. Размер их не превышает 5 мкм. Плавление начинается в интервале $T = 670-610^{\circ}$, полная гомогенизация наступает при $T = 710-700^{\circ}$. Характер гомогенизации выявить не удалось из-за незначительных размеров включений. Преобладающими для этой группы пород являются разнонаполненные газовой-жидкие включения. Выделены три группы: 1) трехфазные, содержащие две жидкие фазы (по-видимому, H_2O и CO_2) и газ с температурой растворения последнего 600° (рис. 26, № 3), 2) газовой-жидкие с $T_{\text{ГОМ}} = 390-400^{\circ}$ и 3) наиболее обширная группа с $T_{\text{ГОМ}}$ менее 300° .

Микроклин-плагиоклазовые граниты (γ_2). Граниты, завершающие развитие П тектоно-метаморфического цикла, охарактеризованы большой группой кристаллофлюидных включений и включений затвердевшего расплава, а также целой серией двух- и трехфазных газовой-водных включений. Для первых двух групп, характеризующих собственно магматическую стадию формирования гранитов и являющихся сингенетичными, установлен один и тот же интервал $T_{\text{ГОМ}} = 760-780^{\circ}$, но различные температуры начала плавления: для кристаллофлюидных $T_{\text{нач,пл}} = 650-730^{\circ}$, для включений расплава $T_{\text{нач,пл}} = 730^{\circ}$. При этом кристаллофлюидные включения имеют размер 10-15 мкм. В них различается несколько крупнокристаллических фаз, совмещенных с газовыми пузырьками, и стекло (рис. 26, № 4). Включения расплава более мелкие (5-7 мкм) и представлены стекловатыми разностями. Среди кристаллофлюидных обнаружены включения со специфическим ходом гомогенизации (рис. 26, №№ 11-23). При $T = 650^{\circ}$ начинается подплавление твердых фаз (рис. 26, № 12). При достижении $T = 730^{\circ}$ обособляются два участка с автономным плавлением (рис. 26, № 14), причем в нижнем плавление идет более интенсивно, и к $T = 760^{\circ}$ в нем практически достигается гомогенизация (рис. 26, № 17). При часовой выдержке при $T = 760^{\circ}$ происходит полное плавление твердых фаз, но образовавшийся расплав неомогенный, что определяется по разным показателям преломления отдельных его частей (рис. 26, № 18). Повышение температуры до 780° приводит к постепенному растворению газовой фазы все в том же неомогенном расплаве (рис. 26, № 19), а при $T = 800^{\circ}$ начинается плавление стенок вакуоли и заметно увеличивается ее объем (рис. 26, № 20). Дальнейший перегрев включения до $T = 940^{\circ}$ приводит к полной гомогенизации расплава (рис. 26, № 23).

Такая последовательность фазовых превращений свидетельствует о том, что подобные включения захватывались минералами, кри-

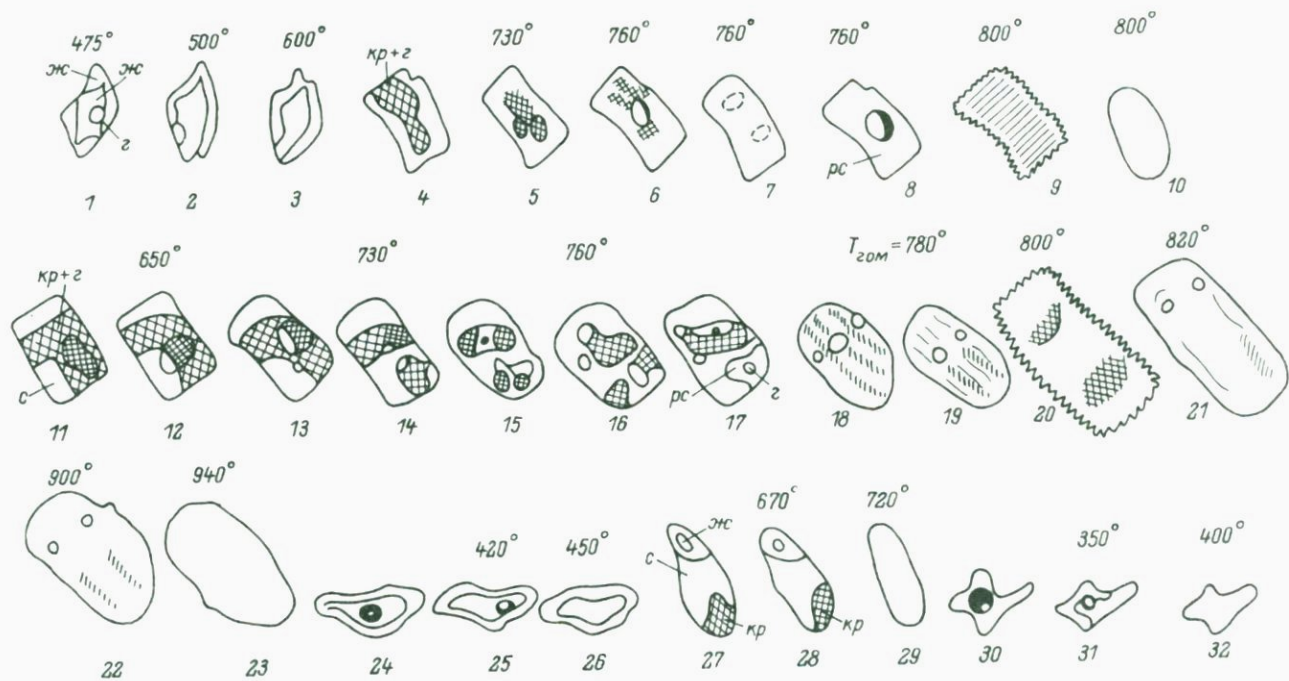


Рис. 26. Типы включений минералообразующих сред в кварцах гранитоидов беломорского мегакомплекса и особенности их гомогенизации (x2500).

г - газ, ж - жидкость, кр - кристаллы, с - стекло, pc - расплав.

таллизирующимися из гетерогенных силикатно-солевых расплавов-рассолов. Включения, в которых в момент образования уже было несколько фаз, описаны М.О. Клия и Г.Г. Леммлейном (1961), И.Т. Бакуменко и др. (Магматогенная кристаллизация..., 1975), Э. Реддером (1970). Явление расслоения было обнаружено и при экспериментальных исследованиях силикатно-солевых систем (Рябчиков, 1975; Романчев и др., 1972). Так, Б.П. Романчев с сотрудниками описали включения ликвационного типа в нефелинах, кристаллизовавшихся в системе $Ne-NaF$. При температурах синтеза нефелина в этих включениях отчетливо наблюдались две несмешивающиеся жидкости. Перегрев включений вызывал растворение стенок вакуоли и соответственно увеличение объема включения. Поступление силикатного вещества со стенок вакуоли приводило к изменению состава включения. Полная гомогенизация поэтому наступала при значительном перегреве (до 160°) по сравнению с температурой синтеза нефелина.

Эти данные послужили для нас основанием принять за температуру формирования позднескладчатых гранитов γ_2 температуру плавления твердых фаз 780° . Кроме описанных выше встречены многочисленные группы газовой-жидких включений с $T_{ГОМ}=350-550^{\circ}$, жидко-газовых с газовой фазой до 50% и $T_{ГОМ}=350^{\circ}$ (взрываются при повышении температуры), трехфазные (газ + 2 жидкости) с температурой растворения газа 450° , в которых после частичной гомогенизации сохраняется граница раздела двух жидкостей (рис. 26, №№ 24-26).

Плагноклазовые граниты m_{n+5+6} . Наиболее активное выплавление гранитного вещества происходило в Беломорье в процессе ультраметаморфизма III тектоно-метаморфического цикла. Ультраметаморфические гранитоиды этого времени зачастую слагают обширные поля мигматит-гранитов ($m\gamma$) или образуют субавтохтонные жильные тела (m_{n+5+6}). Последние охарактеризованы включениями, обнаруженными в кварце и полево шпате. Среди изученных включений преобладают разнонаполненные газовой-водные включения и включения CO_2 . Включения затвердевшего расплава и кристаллофлюидные встречаются реже. Для включений расплава характерны высокое (до 25%) содержание газовой фазы и гомогенизация по типу „ретроградного кипения“. Кроме того, в некоторых включениях при температурах, близких к $T_{ГОМ}$, происходит вскипание газовой фазы, после чего иногда наступает разгерметизация. Для этой группы включений, обнаруженных главным образом в кварце, установлены $T_{ГОМ}=650-700^{\circ}$ при $T_{нач,пл}$ равной 600 и 650° (соответственно), т.е. кристаллизация происходила в очень узком температурном интервале. Более высокие $T_{ГОМ}=750^{\circ}$ при $T_{нач,пл}=650^{\circ}$ определены для группы включений, встреченных главным образом в полево шпате. Растворение газа в них происходит при $T=720^{\circ}$, т.е. несколько раньше полного плавления твердых фаз, которым заканчивается гомогенизация.

И с той и с другой группой силикатных включений сосуществуют кристаллофлюидные включения. Только в первом случае это вклю-

чения солевых растворов (соль + жидкость + газ) с $T_{\text{ГОМ}}=620^{\circ}$ при $T_{\text{нач,пл}}=500^{\circ}$, а во втором – включения силикатно-солевых расплавов-растворов (стекло + соль + жидкость + газ) с $T_{\text{ГОМ}}=720^{\circ}$ и $T_{\text{нач,пл}}=670^{\circ}$ (рис. 26, №№ 27–29).

Разнонаполненные газопо-жидкие включения по $T_{\text{ГОМ}}$ образуют непрерывный ряд от 620 до 150–200 $^{\circ}$. При этом в высокотемпературном интервале (620–550 $^{\circ}$) они сосуществуют с кристаллофлюидными и расплавными включениями. Среди них отмечаются как газопо-жидкие с $T_{\text{ГОМ}}=620^{\circ}$, так и существенно газовые с $T_{\text{ГОМ}}$ от 500 до 560 $^{\circ}$, часто взрывающиеся при незначительном перегреве. В температурном интервале 450–350 $^{\circ}$ довольно многочисленны газопо-двужидкие включения, которые диагностируются по двойному контуру вокруг газового пузырька, возникающему в процессе нагревания и иногда исчезающему в момент гомогенизации (рис. 26, №№ 30–32).

Таким образом, анализ данных, полученных на основании изучения различных типов включений минералообразующих сред, показал, что анатексис и интрузивное гранитообразование в течение II и III тектоно-метаморфических циклов проходили в условиях высокого насыщения среды газопо-водно-солевым флюидом. Свидетельством этому служат многочисленные кристаллофлюидные включения, гомогенизирующиеся в силикатно-солевые и солевые расплавы-растворы, и включения затвердевшего воднонасыщенного силикатного расплава, сосуществующие в одном температурном интервале ликвидус-солидус (рис. 25). О высокой степени газопо-водонасыщенности силикатного расплава позволяют говорить и включения, гомогенизирующиеся по схеме ретроградного кипения, и включения со вскипающей флюидной фазой, а также большой объем газовой фазы во всех типах включений. Анализ флюидной фазы методом газовой хроматографии (см. ниже) и последующий пересчет полученных данных с выходом на расчетные парциальные давления компонентов флюида также показали существенную роль H_2O , H_2 , CO_2 при формировании гранитоидов Беломорья ($P_{\text{H}_2\text{O}}=5-6$ кбар, $P_{\text{CO}_2}=0.2-0.4$ кбар, $P_{\text{H}_2}=0.9-1.4$ кбар). Исследование включений позволило также установить, что соотношение компонентов флюида изменяется с падением температуры в каждом из циклов метаморфизма. Так, ниже области существования силикатного и силикатно-солевого расплава, в интервале температур 600–500 $^{\circ}$ среди флюидных включений фиксируются солевые, многофазные с углекислотой, существенно газовые (рис. 25), а ниже 500 $^{\circ}$ водно-газопо-солевой флюид постепенно сменяется газопо-водным с явным преобладанием воды над газопо-

Рассмотрим условия формирования мигматитов и интрузивных гранитоидов относительно уровня метаморфизма. Обнаружение включений закристаллизованного расплава в кварце гранитов χ_n с $T_{\text{ГОМ}}=760^{\circ}$ подтвердило геологические взгляды на магматогенную природу этих пород. На изученной территории они являются одними из самых древних образований и практически повсеместно превращены в ортогнейсы наложенными процессами, что и затрудняло определе-

ние их природы. Температура ликвидуса их расплава не менее 760° , т.е. выше температуры регионального метаморфизма (700°), что позволяет относить их к явно перемещенным интрузивным образованиям. Выявление включений магматического происхождения в кварце жильного материала мигматитов m_{n+2} позволило доказать участие расплава в формировании этого типа мигматитов и определить температуру их кристаллизации, равную $700-710^{\circ}$. Температурный интервал существования анатектического расплава составляет 100° . Поскольку мигматизация m_{n+2} имеет региональное развитие, то полученные $T_{\text{гом}} = 700-710^{\circ}$ и $T_{\text{нач,пл}} = 610-650^{\circ}$ являются определяющими для условий амфиболитовой фации метаморфизма II тектоно-метаморфического цикла. Наиболее высокотемпературными являются позднекладчатые микроклин-плагноклазовые граниты γ_2 . Температура начала кристаллизации магматического расплава, из которого они формировались, определяется в интервале $760-780^{\circ}$. Эти расплавы являются более высокотемпературными по отношению к условиям регионального метаморфизма на уровне их кристаллизации (700°), что свидетельствует о несколько более глубинном их зарождении. Особенности состава флюида (его более восстановленный характер и высокая доля углеродных газов по сравнению с флюидом других гранитоидов) также подтверждают это заключение. Температуры завершения магматической кристаллизации ($650-730^{\circ}$) отвечают условиям регионального метаморфизма. Установлена гетерогенность расплава по наличию специфических включений с явлениями расслоения на силикатную и солевую составляющие. Причем для включений силикатного расплава определены узкий температурный интервал „ликвидус-солидус“ ($30-50^{\circ}$) и стекловатый тип включений, что указывает на его быструю закристаллизацию. Добавление же к силикатному расплаву солевой составляющей понижает температуру солидуса такого гетерогенного расплава-рассола и увеличивает температурную область его существования до 130° .

Для ультраметагенных автохтонных и субавтохтонных гранитоидов m_{n+5+6} по гомогенизации расплавных и кристаллофлюидных включений получены температуры $720-750^{\circ}$, т.е. на 100° превышающие температуру регионального метаморфизма. Дело в том, что третий период развития беломорид протекал в условиях зонального метаморфизма в режиме повышенного давления (>7 кбар). Изученные нами породы попадают в зону развития гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма (по данным О.И. Володичева, 1975). На петрогенетической сетке фаций В.А. Глебовицкого (1976) этой субфации отвечают температуры $620-640^{\circ}$. При таких условиях практически невозможно широкое проявление анатектической мигматизации. Но по нашим данным, основной особенностью гранитообразования III тектоно-метаморфического цикла является его обособленный, локальный характер проявления. Причем большинство процессов можно отнести к диатектическим вплоть до образования очагов автохтонных гранитных расплавов. Именно для таких „очагов“ и получены тем-

пературы 720–750⁰. Кроме того, В.П. Чупиным (Бакуменко и др., 1981) по $T_{\text{ГОМ}}$ включений установлено, что кварц-полевошатовая графика мусковитовых пегматитов, располагающихся на периферии этих „очагов“, кристаллизовалась из анатектических расплавов при $T \leq 700^{\circ}$ и высоком парциальном давлении воды (не ниже 3 кбар). Эти данные свидетельствуют о существовании дифференцированного теплового потока в области проявления зонального метаморфизма III цикла. Следует заметить, что температуры начала плавления (600–650⁰), полученные по включениям затвердевшего расплава, т.е. субсолидусные температуры, сопоставимы с температурами метаморфизма, определенными по парагенетическим ассоциациям. Существенно газовые, солевые и многофазные с углекислотой включения, зафиксированные ниже солидусных температур в интервале $600 > T > 500^{\circ}$, обособляются, по-видимому, при вскипании насыщенных расплавов.

Состав флюида

Компонентный состав флюида (содержания в нем H_2O , CO_2 , CO , H_2 , N_2 , CH_4) определялся методом газовой хроматографии в Лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии ИЗК СО АН СССР (г. Иркутск) под руководством Ф.А. Летникова. Выделение газов производилось методом термического отжига в токе гелия при температурах 800–900⁰. Методика, применяемая в этой лаборатории, широко обсуждалась в литературе (Летников, Шкарупа, 1977; Флюидный режим..., 1977; Конев, Бекман, 1978; Летников и др., 1981). Стмечалась дискуссионность некоторых методических положений и, в частности, оспаривалась возможность применения термического отжига, так как предполагалось, что в самом опыте после выделения газов в них происходят химические реакции, существенно меняющие параметры состава флюида. Но, как будет показано ниже, равновесие в газах при внутреннем давлении во включениях, когда происходит их вскрытие, устанавливается при температурах заметно более низких, чем указанные температуры отжига. А это значит, что реакции завершились еще до выделения газов. Тем не менее можно предполагать, что определенный анализом компонентный состав флюида не соответствует тому, который был в момент формирования породы. Ниже мы вернемся к подробному рассмотрению этого вопроса. Здесь лишь отметим, что на основании анализа обширного материала по многим регионам и комплексам мы считаем возможным использовать эту методику. Подтверждением ее применимости является сопоставимость результатов с наблюдениями над включениями в минералах, сходимость полученных такким путем величин парциальных давлений (или фугитивностей) H_2O с рассчитанными величинами по природным минеральным равновесиям и получаемая этим методом специфичность флюида конкретных комплексов, сформированных при разных термодинамических условиях.

В принципе результаты анализов дают некоторый суммарный состав флюида, законсервированного в морфологически первичных и вторичных включениях, а ранее располагавшегося в дефектах кристаллической структуры (Флюидный режим..., 1977; Гегузин и др., 1971). Вслед за Ф.А. Летниковым мы считаем, что состав флюида в монометаморфических комплексах и магматических гранитоидах, не испытавших заметных поздних изменений, в основном сформирован на прогрессивном этапе или к моменту консолидации интрузива, а на регрессивном или постмагматическом этапе происходит лишь его перераспределение и дифференциация в процессе формирования „вторичных“, а возможно и „первичных“, включений. В этом нас убеждает выдержанность флюидных характеристик метаморфических и магматических комплексов, переживших одну историю, в частности, например, самобытность архейских комплексов гранулитовой фации (Флюидный режим..., 1981).

Методом высокотемпературной газовой хроматографии был определен состав флюида в 32 образцах из гнейсов субстрата, жильного материала мигматитов и интрузивных ранне- (γ_1) и позднекладчатых (γ_2) гранитов. Результаты анализа приведены в табл. 10. Из таблицы видно, что во всех выделенных группах пород основными флюидными компонентами являются H_2O и H_2 . Резко подчиненную роль играют CO и CO_2 , в сумме составляя от 0.1 до 0.29 мл/г. Содержание CH_4 в среднем равно 0.005–0.006 мл/г. Отношение N/C колеблется в пределах 14–65. Из этих данных следует, что флюиды пород Беломорья в целом имели существенно водно-водородный характер. На графиках (рис. 27) показана зависимость между содержаниями H_2 , H_2O , CO , CO_2 , CH_4 , N_2 . Для выяснения степени восстановленности флюида были рассчитаны коэффициенты восстановленности ($K_{вос}$) и отношения H_2/H_2O и CO/CO_2 (рис. 27, и, з, л). Можно сказать, что каждая группа выделенных пород в целом имеет свой флюидный облик, характеризующий окислительно-восстановительные условия ее формирования.

Наиболее четко по флюидным характеристикам выделяются породы субстрата. Это в основном глиноземистые гнейсы чупинской свиты (7 анализов) и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы керетской свиты (2 анализа). Для них определены максимальные количества H_2 (1.38–2.18 мл/г) и высокое суммарное содержание газов и воды (3.3–5.9 мл/г). Флюид пород субстрата характеризуется высокой восстановленностью ($K_{вос}=1.961$). При этом из сравнения соотношений H_2/H_2O (4.195) и CO/CO_2 (0.47) видно, что восстановленный характер флюида определяется именно водородной группой газов, тогда как углеродные не играют существенной роли (рис. 27, м, н). Применение статистического метода дискриминантной функции показало значимые отличия флюида пород субстрата от всех других выделенных групп пород как по молярным долям компонентов, так и по их отношениям (табл. 11).

Исходя из геологических представлений о последовательности мигматито- и гранитообразования в данном регионе, рассмотрим далее флюидные режимы процессов по следующей схеме:

Т а б л и ц а 10

Средние содержания компонентов флюида (в мл/г) в породах Беломорья

Группа пород	n	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Σ	H/C	Σ _{газ} /H ₂ O	K _{вос}	H ₂ /H ₂ O
gn _n	7	1.707	0,068	0,034	0,006	1,382	0,070	3,267	65,45	1,606	} 1,961	1,441
gn _{к₁}	1	0,083	0,190	0,100	0,006	2,175	0,130	2,684	15,57	31,337		26,21
gn _{к₂}	1	4,030	0,170	0,023	0,005	1,680	0,020	5,928	59,17	0,471		0,417
m _n	1	1,470	0,280	0,017	0,003	0,550	0,280	2,600	13,60	0,769	0,326	0,374
γ ₁	10	2,262	0,098	0,030	0,005	0,544	0,103	3,042	45,78	0,498	0,341	0,343
m _{n+2}	1	1,420	0,080	0,045	0,006	0,055	0,080	1,686	23,60	0,187	0,071	0,039
m ₂	6	1,372	0,080	0,039	0,005	0,149	0,068	1,712	32,31	0,574	0,564	0,234
m _{n+5+6}	5	2,098	0,141	0,043	0,005	0,428	0,110	2,790	29,60	0,319	0,184	0,170

Т а б л и ц а 11

Результаты сравнения методом дискриминантной функции состава флюида пород Беломорья

Сравниваемые группы	ПЗУЗ	PM	H ₂ O	CO ₂	H ₂	CO	CH ₄	N ₂	K _{вос}	H ₂ /CO	CO/CO ₂	H ₂ /H ₂ O	H ₂ O/CO ₂	Σ _r /H ₂ O
m _{n+5+6} - gn	0,040	3,7	>		<				<	<				
(5) (9)	0,047	3,6												
m _{n+5+6} - γ ₁	0,725	1,3												
(5) (10)	0,916	0,9												
m _{n+5+6} - γ ₂	0,772	1,6												
(5) (6)	0,851	1,4												
gn - γ ₁	0,032	2,5	<		>				>	>				
(9) (10)	0,013	2,9												
gn - γ ₂	0,010	4,2	<	<	>	<	<		>	>				
(9) (6)	0,024	3,2												
γ ₁ - γ ₂	0,179	2,2				<	<							
(10) (6)	0,603	1,4												

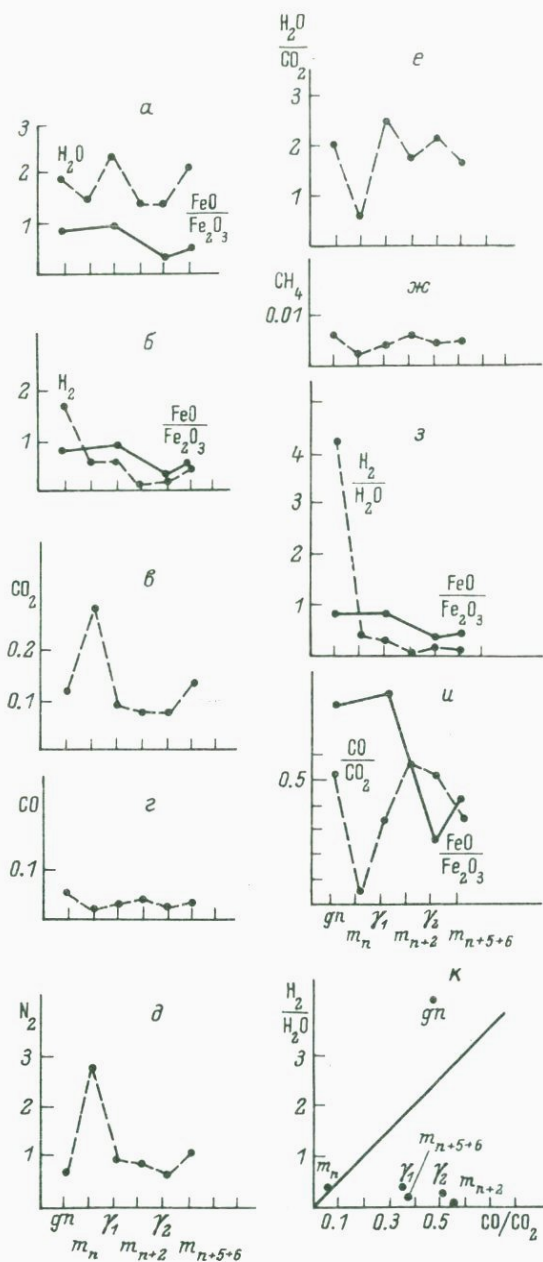


Рис. 27. Изменение средних содержаний газов и их отношений в породах беломорского комплекса и отношений $\frac{FeO}{Fe_2O_3}$ в биотитах тех же пород.

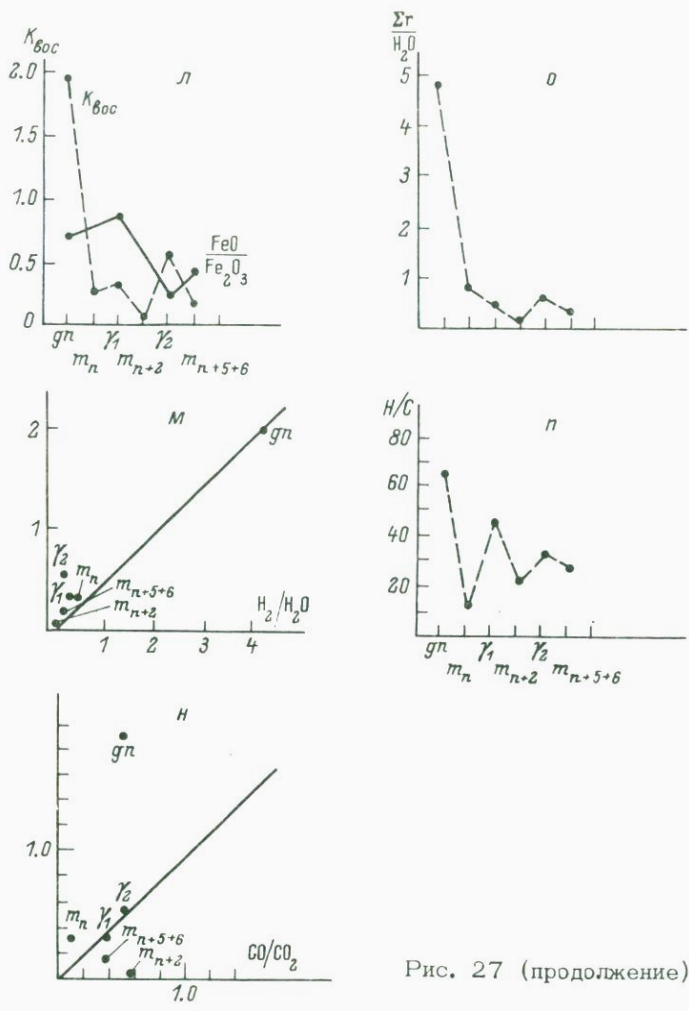


Рис. 27 (продолжение).

$m_n - \gamma_1 - m_{n+2} - \gamma_2 - m_{n+5+6}$. При этом следует учесть, что из жильного материала мигматитов m_n и m_{n+2} проанализировано всего по одному образцу. Поэтому данные анализы могут лишь в общих чертах характеризовать флюидный фон, при котором эти породы формировались. Они не использованы в статистических методах. Но даже при учете указанного обстоятельства по одному лишь компонентному составу флюида можно сказать, что в процессе эволюции ультраметаморфизма намечается тенденция увеличения доли H_2O , уменьшения H_2 и соответственно снижения отношения H_2/H_2O от 0,374 до 0,17 (табл. 10) и коэффициента восстановленности от 0,326 до 0,184, т.е. флюид каждого последующего этапа миг-

Т а б л и ц а 12

Средние значения мольных долей компонентов флюида и их отношений в субстрате и жильном материале мигматитов и интрузивных породах Беломорья

		g_n субстрат	m_{n+5+6}	γ_1	γ_2
H_2O	гнейсы	0,469	0,743	0,698	0,712
		0,236	0,053	0,125	0,209
CO_2		0,029	0,051	0,037	0,064
		0,019	0,022	0,018	0,041
H_2		0,463	0,124	0,209	0,123
		0,208	0,077	0,120	0,091
CO		0,013	0,018	0,012	0,037
		0,011	0,011	0,010	0,029
CH_4		0,02	0,002	0,002	0,006
		0,001	0,001	0,001	0,006
N_2		0,023	0,063	0,041	0,058
		0,028	0,053	0,056	0,060
$K_{вос}$	1,961	0,184	0,341	0,564	
	2,767	0,099	0,291	0,248	
H_2/CO	46,500	14,321	21,990	4,688	
	24,769	20,371	14,171	2,595	
CO/CO_2	0,468	0,368	0,346	0,524	
	0,212	0,205	0,218	0,165	
H_2/H_2O	4,195	0,170	0,343	0,232	
	8,815	0,116	0,304	0,259	
H_2O/CO_2	24,412	17,263	24,842	21,960	
	16,670	5,851	16,172	21,806	
Σ_r/H_2O	4,78	0,319	0,498	0,574	
	10,131	0,10	0,349	0,540	
n		9	5	10	6

матизации становился все более окисленным. Если проследить, как меняется компонентный состав флюида в конкретной паре „гнейс-жильный материал мигматитов m_{n+5+6} ” (табл. 12), то отчетливо видна высокая окисленность флюида в m_{n+5+6} по сравнению с гнейсами. Это определяется прежде всего более высокой долей H_2O в жильном материале (0,743 по сравнению с 0,469) и уменьшением H_2 от 0,463 до 0,124, соответственно снижением отношений H_2/H_2O (от 4,195 до 0,170) и CO/CO_2 (от 0,468 до 0,368). Во флюиде лейкосом относительно гнейсов в десять раз уменьшается $K_{вос}$ (1,961–0,184), в четыре раза падает доля газов. Подобная направленность очевидна и при сравнении флюида по методу дискриминантной функции: гнейсы субстрата отличаются от m_{n+5+6} по мольным долям ($ПЗУЗ=0,040$, табл. 11) и по отношениям ком-

понентов флюида ($P_{3U3}=0,047$). При этом значимые различия наблюдаются по H_2O , H_2 , $K_{вос}$ и отношению H_2/CO (там же), а именно: в жильном материале увеличивается содержание H_2O и уменьшаются H_2 , $K_{вос}$ и H_2/CO .

Интрузивные породы в изученном районе, для которых определен состав флюида, представлены разновозрастными образованиями. Это раннескладчатые для второго тектоно-метаморфического цикла син-метаморфические гранат-биотитовые и биотитовые плагиограниты γ_1 и позднескладчатые для этого же цикла гранат-биотитовые микроклин-плаггиоклазовые граниты γ_2 . Флюиды и тех и других гранитов отличаются друг от друга как по компонентному составу (табл. 10), так и по мольным долям (табл. 12). В поздних гранитах заметно уменьшается абсолютное содержание воды и всех газов (исключая CO , количества которого примерно равны), что может свидетельствовать о более „сухом“ флюиде в γ_2 . При сравнении же мольных долей компонентов наблюдается отчетливое возрастание роли углеродной ветви флюида (CO , CH_4 , CO_2) в гранитах γ_2 при заметном уменьшении доли водорода. Одновременно возрастает и $K_{вос}$ (рис. 27, л, н). Причем из сопоставления отношений H_2/H_2O и CO/CO_2 видно, что более восстановительный фон флюида в гранитах γ_2 относительно других групп гранитоидов поддерживается за счет восстановленных форм углерода, преобладающих во флюиде ($CO/CO_2=0,524$ — более высокое, чем во всех остальных породах), тогда как водородно-водное отношение здесь значительно меньше ($H_2/H_2O=0,232$). И ранние, и поздние интрузивные граниты значительно отличаются от флюида субстрата как по мольным долям, так и по их отношениям по методу дискриминантной функции (табл. 11, 12). Особенно четко видно возрастание углеродных газов в γ_2 по отношению к гнейсам субстрата, а именно: заметно увеличивается доля CO_2 , CO и CH_4 и уменьшается отношение H/C . В то же время граниты γ_1 значимо отличаются от гнейсов лишь по группе водородных газов (H_2 и H_2O). По сравнению с субстратом флюид и тех и других гранитов является более окисленным (рис. 27, л). Флюид ультраметагенных плагиогранитов III тектоно-метаморфического цикла m_{n+5+6} при сравнении мольных долей компонентов и их отношений оказался наиболее окисленным среди прочих групп пород (рис. 27, л). При этом значение отношения H_2/H_2O в нем гораздо ниже, чем во всех других породах, и ниже, чем отношение CO/CO_2 (табл. 12). Эту закономерность можно объяснить тем, что флюид m_{n+5+6} окислялся охотнее по водородной линии с образованием воды, мольная доля которой самая высокая по сравнению со всеми другими породами.

Таким образом, для пород беломорского комплекса в процессе развития ультраметаморфизма и гранитообразования в целом намечается тенденция увеличения окисленности флюидной системы. Нарушение этой тенденции в ряду $gn \text{ --- } \gamma_1 \text{ --- } \gamma_2 \text{ --- } m_{n+5+6}$

1.961	0.341	0.574	0.184
-------	-------	-------	-------

связано с формированием позднескладчатых гранитов второго цикла γ_2 (рис. 27, л). Увеличение восстановленности флюида для γ_2 ,

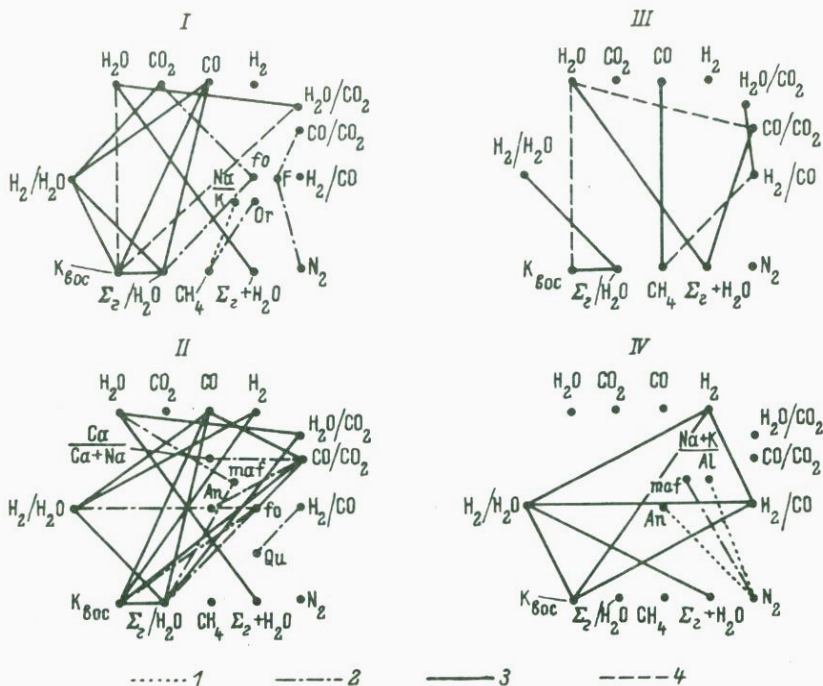


Рис. 28. Структура значимых корреляционных связей между компонентами флюида и некоторыми параметрами состава гнейсов, лейкосом мигматитов и гранитоидов беломорского мегакомплекса.

I - гнейсы субстрата, II - γ_1 , III - γ_2 , IV - жильные гранитоиды m_{n+5+6} . Типы корреляционных связей: 1 - отрицательные, 2 - положительные между петрогенными элементами, 3 - положительная, 4 - отрицательная между флюидными компонентами.

более высокая мольная доля окисноуглеродных и углекислых газов, а также наиболее высокие, чем для других пород, температуры кристаллизации, полученные по гомогенизации включений затвердевшего расплава ($T_{ГОМ}=760-780^\circ$), свидетельствуют о более глубинном, чем по крайней мере уровень метаморфизма, зарождении расплавов, из которых кристаллизовались граниты γ_2 .

Для гнейсов, интрузивных гранитов и мигматитов m_{n+5+6} проведено сопоставление отношений FeO/Fe_2O_3 в биотитах с данными флюидного анализа названных пород. Кривая отношений FeO/Fe_2O_3 в биотитах дискордантна кривым водородно-водного, окисноуглеродно-углекислого отношений и $K_{ВОС}$ (рис. 27, з, и, л). Отсутствие подобия этих кривых вызвано отрицательной корреляцией между окислительно-восстановительными процессами в биотитах и в общем флюиде породы. Так, флюид γ_1 по сравнению с гнейсами становится-

ся более окисленным, а в биотите этих пород в то же время падает степень окисления железа. Особенно четко эта обратная корреляция видна в паре $\gamma_1 - \gamma_2$ по кривым $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$, $K_{\text{вос}}$ и CO/CO_2 . Если исходить из традиционных представлений о том, что отношение химических активностей ионов металлов переменной валентности зависит не только от общего окислительного состояния ($\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$), но и от щелочности среды (Маракушев, 1982), а именно: повышение pH среды приводит к повышению роли окисленных ионных форм (Fe^{3+}), относительно восстановленных (Fe^{2+}), то в нашем случае наибольшая степень окисления железа отмечена в наиболее калиевых гранитах γ_2 . Но при этом общий флюид характеризуется высокими отношениями CO/CO_2 и $K_{\text{вос}}$.

Анализ коэффициентов парной корреляции показал, что большинство связей отражает те особенности, которые были отмечены при описании состава флюида для разных пород. В частности, устойчивая связь $K_{\text{вос}} - \Sigma/\text{H}_2\text{O}$ (рис. 28) означает, что окисленность системы тем выше, чем выше ее водность. Отсутствие значимой связи между H_2 и CO отражает независимость процессов окисления водорода и окиси углерода. Тот же вывод вытекает из рассмотрения соотношений $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ и CO/CO_2 (табл. 12). Для интрузивных пород и мигматитов значения $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ ниже, чем CO/CO_2 , а для пород субстрата наоборот ($\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}=4.195$, $\text{CO}/\text{CO}_2=0.468$). Это можно объяснить предпочтительным окислением „гранитоидного“ флюида по водородной линии с образованием воды, тогда как в гнейсах окисление по углеродной линии выше, чем по водородной. При этом образующаяся при окислении вода растворялась в расплаве, а флюид обогащался относительно расплава CO и CO_2 . Отсюда и более низкие, чем для гнейсов, отношения H/C . При рассмотрении характера рисунков значимых связей по коэффициентам парной корреляции (рис. 28, I, II) наибольшее сходство наблюдается для субстрата и гранитов γ_1 . Резко уменьшается количество связей для γ_2 и мигматитов m_{n+s+g} . Множество связей и более сложный их рисунок для гнейсов и ранних гранитов γ_1 объясняется более интенсивным преобразованием этих пород в течение не менее чем двух тектоно-метаморфических циклов, тогда как граниты γ_2 и мигматиты m_{n+s+g} изменены менее интенсивно.

В заключение следует подчеркнуть существенно водно-водородный характер флюида в зоне развития метаморфизма амфиболитовой фации, тогда как в зоне гранулитовой фации флюид имеет водно-углеродный состав (Флюидный режим..., 1980). Этот факт не противоречит мнению о том, что по мере охлаждения верхних оболочек Земли и отступления углеродного фронта вглубь в составе флюида начинает преобладать водород (Летников и др., 1981). Рассчитанные авторами настоящей работы (см. ниже) по данным флюидного анализа парциальные давления воды показали высокую водность беломорского флюида. Причем самые высокие $P_{\text{H}_2\text{O}}=6$ кбар характеризуют процессы ультраметаморфизма, несколько более низкие значения получены для интрузивных гранитов $P_{\text{H}_2\text{O}}=5.2$ кбар и наиболее низкие — для пород субстрата: $P_{\text{H}_2\text{O}}=4.2$ кбар.

Как показывают приведенные выше материалы, в пределах исследованной части Северо-Западного Беломорья наиболее интенсивно проявлены процессы гранитообразования ребольского (II тектоно-метаморфический цикл) и селецко-свекофеннского (III тектоно-метаморфический цикл) времени. Глубокая структурно-метаморфическая и ультраметагенная переработка пород беломорского мегакомплекса в течение II и III тектоно-метаморфических циклов не позволяет в настоящее время полностью восстановить последовательность геологических событий (в том числе последовательность гранитообразования), отвечающих самому раннему, доребольскому, этапу геологической истории Беломорского мегаблока. С определенными трудностями мы сталкиваемся и при попытках оценить масштабность проявления процессов гранитообразования доребольского времени. Но даже на основании тех немногочисленных данных, которые имеются в нашем распоряжении, можно предполагать, что в доребольское время, по крайней мере в керетской свите беломорского мегакомплекса, процессы гранитообразования имели не менее широкое развитие, чем в последующие этапы геологической истории Беломорского мегаблока.

К первому, доребольскому, тектоно-метаморфическому циклу мы относим мигматиты m_n и гранитоиды γ_n . Необходимо еще раз подчеркнуть, что субстратом и соответственно рамой для этих гранитоидов часто служат биститовые микроклинсодержащие плагиоклазовые ортогнейсы керетской свиты, которые могут рассматриваться как представители формации древнейших тоналитов, так называемых „серых гнейсов“. Основанием для этого являются их наиболее раннее возрастное положение, находки реликтовых магматических структур, петрохимические особенности этих гранитоидов и, наконец, почти полное соответствие последовательности парных коэффициентов корреляции последовательности, характерной для магматических образований.

Лейкосомы мигматитов m_n в подавляющем большинстве случаев имеют неанатектическую природу. Их формирование скорее всего следует связывать с процессами метаморфической дифференциации и (или) перекристаллизации. Исключение могут представлять лишь мигматиты m_n по биотитовым микроклинсодержащим плагиоклазовым гнейсам керетской свиты, для которых направленность изменения состава при переходе от меланосомы к лейкосоме в рамках системы $Ab - An - Or - Qz$ не противоречит анатектической модели гранитообразования. Другие данные, по которым можно было бы судить о происхождении этих лейкосом, отсутствуют.

Формирование плагиомикроклиновых гранитов γ_n завершает процессы гранитообразования доребольского времени. Судя по температуре гомогенизации расплавных включений, они кристаллизовались из расплава с температурой не менее $760^\circ C$, что незначительно

превышает средние температуры метаморфизма, соответствующего уровню их становления (Земная кора..., 1978; Глебовицкий и др., 1980а). Это обстоятельство позволяет рассматривать эти гранитоиды как аллохтонные образования, перемещенные от уровня генерации исходного расплава на относительно небольшое расстояние.

Процессы гранитообразования позднеархейского времени на территории Северо-Западного Беломорья имеют региональный характер. Для II тектоно-метаморфического цикла устанавливается наиболее полный набор ультраметагенных и магматогенных образований, характерный для раннедокембрийских магматических циклов (Раннедокембрийские..., 1975; Магматические формации..., 1980).

С ранней стадией развития II (позднеархейского) тектоно-метаморфического цикла связано внедрение домигматитовых раннескладчатых интрузий биотитовых плагиогранитов-гранодиоритов γ_1^v , становление которых происходило в условиях метаморфизма, отвечающего гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфации фации альмандиновых амфиболитов умеренных и повышенных давлений.

Близость состава γ_1^v и автохтонных мигматит-гранитов III тектоно-метаморфического цикла указывает на принципиальную возможность их образования в результате глубинных процессов диатектического характера. Однако отсутствие в γ_1^v расплавных включений, обусловленное, по-видимому, структурно-метаморфической переработкой этих гранитоидов, не позволяет оценить температуру родовачального для них расплава и соответственно оценить относительный уровень их зарождения. Особенности состава минералов γ_1^v свидетельствуют об их длительной и равновесной кристаллизации.

Первые признаки ультраметагенного гранитообразования II тектоно-метаморфического цикла на наблюдаемом эрозионном срезе устанавливаются начиная с момента формирования структур второго этапа деформации (D_{n+2}), образование которых сопровождается локализацией мигматитообразующего вещества m_{n+2} - возникновением мигматитовой полосчатости m_{n+2} , имеющей региональное развитие. Большая часть лейкосом m_{n+2} имеет неанатектическую природу. Их образование, по-видимому, связано с процессами метаморфической дифференциации и (или) перекристаллизации. Как анатектические могут рассматриваться только лейкосомы m_{n+2} лейкократовых биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов. В числе признаков, указывающих на их анатектическую природу, в первую очередь необходимо отметить реликты магматических структур и включения раскристаллизованного водонасыщенного расплава, температура гомогенизации которых (700-710°) близка к температуре метаморфизма ранней стадии развития II тектоно-метаморфического цикла. Формирование как анатектических, так и неанатектических мигматитов m_{n+2} протекало, по-видимому, в условиях квазизакрытой геологической системы без существенного привноса или выноса основных породообразующих компонентов.

Производными регрессивной ветви анатектического гранитообразования ребольского времени являются позднекладчатые лейкократовые биотитовые и гранат-биотитовые микроклин-плагиоклазовые граниты γ_2 . В эту возрастную группу объединены гранитоиды, которые при одном и том же структурно-возрастном положении характеризуются различными соотношениями с вмещающими породами. Среди γ_2 выделяются как автохтонные, обнаруживающие вещественную связь с окружающими породами, гранитоиды, так и аллохтонные граниты, магматогенная природа которых определенно устанавливается исходя из геологических наблюдений. Сходное с γ_2 структурно-возрастное положение занимают и „ранние“ (табл. 1) плагио-микроклиновые пегматиты беломорского мегакомплекса (Земная кора..., 1978).

Кристаллизация γ_2 по сравнению с раннекладчатыми плагиогранитами γ_1 происходила при пониженных температуре и давлении и при повышенном потенциале H_2O . Условия их становления соответствуют гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации фации алмандиновых амфиболитов. Исходными для γ_2 являются гетерогенные силикатно-солевые расплавы-рассолы с температурой не менее 760–780 °С, что значительно превышает температуру метаморфизма на уровне их становления. Это свидетельствует об относительно глубинном происхождении родоначальных для них расплавы. В образовании автохтонных γ_2 существенную роль играют метасоматические процессы, главным образом калиевый метасоматоз. То есть к моменту их формирования происходит „открытие“ геологической системы.

Хорошо проявленная регрессивная стадия анатектического гранитообразования II тектоно-метаморфического цикла указывает на медленное падение температуры при переходе от второго к третьему этапу деформации. Давление при этом менялось незначительно, так как резкий спад его неизбежно привел бы к быстрой кристаллизации водонасыщенного расплава m_{n+2} и соответственно к редуцированию регрессивной ветви гранитообразования II тектоно-метаморфического цикла.

С развитием процессов гранитообразования селецко-свекофенского времени на территории Северо-Западного Беломорья связано образование мигматит-гранитовых полей и близких по составу разновозрастных жильных гранитоидов m_{n+4} , m_{n+5} и m_{n+6} . В отличие от II тектоно-метаморфического цикла первые признаки ультраметагенного гранитообразования III цикла устанавливаются начиная уже с самых ранних стадий его развития – с момента формирования пологих структур четвертого этапа деформации (D_{n+4}). Еще одной отличительной особенностью процессов гранитообразования III тектоно-метаморфического цикла является их более локальный характер, что, по-видимому, связано с дифференциацией теплового потока на заключительных этапах развития Беломорского мегаблока. Наиболее интенсивно они проявлены в пределах относительно небольших по площади обособленных участков, где происходит формирование автохтонных мигматит-гранитовых полей ($m\gamma$), в ближай-

шем окружении которых широко распространены жильные автохтонные и субавтохтонные ультраметагенные гранитоиды m_{n+4} , m_{n+5} , m_{n+6} , а также промышленные слюдоносные пегматиты беломорского мегакомплекса. Ведущая роль анатексиса в образовании всех перечисленных гранитоидов не вызывает сомнения. Об этом свидетельствует целый ряд геологических, петрографических и петрохимических признаков, среди которых в первую очередь следует отметить наличие магматических структур и характер направленности изменения состава в рамках системы $Ab - An - Or - Qz$. Кроме того, в кварце и полевых шпатах этих гранитоидов обнаружены расплавленные и кристалло-флюидные включения, что однозначно указывает на участие расплава в процессе их образования.

При изучении геологических особенностей ультраметагенных гранитоидов III тектоно-метаморфического цикла обнаруживается вещественная и пространственная связь жильных гранитоидов и мигматит-гранитов. Близость состава структурно-разновозрастных сингенетических гранитоидов m_{n+4} , m_{n+5} и m_{n+6} является показателем их формирования в условиях длительного термостатирования. На это же указывает и высокая температура гомогенизации расплавленных и кристалло-флюидных включений, которая сохраняется как в гранитоидах m_{n+5} (720 °C), так и в гранитоидах m_{n+6} (650-750 °C) и сопоставима с температурой метаморфизма ранней стадии развития III тектоно-метаморфического цикла - кианит-гранат-биотит-ортoclазовая субфация (см. табл. 1). Иными словами, на протяжении всего рассматриваемого периода геологического развития Беломорского мегаблока имело место существование локальных очагов анатектического гранитообразования, которые на современном эрозионном срезе фиксируются как мигматит-гранитовые поля m_{γ} .

В целом ультраметагенное гранитообразование III тектоно-метаморфического цикла имеет диатектический характер и развивается в условиях закрытой по отношению к основным породообразующим компонентам геологической системы. Формирование жильных гранитоидов и мигматит-гранитовых полей представляет собой "отражение" единого, непрерывного анатектического процесса, в ходе которого в связи с тектоническими движениями происходило обособление, а на конечных стадиях развития и частичное отделение анатектических расплавов, давших начало ряду разновозрастных автохтонных и субавтохтонных жильных гранитоидов m_{n+4} , m_{n+5} , m_{n+6} и, возможно, промышленным слюдоносным пегматитам беломорского мегакомплекса. Определенные элементы зональности, устанавливаемые в расположении жильных гранитоидов относительно мигматит-гранитовых полей, вероятно, объясняются изменением физико-механических свойств вмещающих пород в зависимости от количества присутствующего в них анатектического расплава. На периферии мигматит-гранитовых полей, где количество расплава в породах было, по-видимому, невелико, создавались наиболее благоприятные условия для формирования синхронных со складкообразованием трещин скалывания и отрыва, в которых и происходила локализация гранито-

образующего расплава. В центральных частях мигматит-гранитовых полей при тектонических движениях в условиях пластичности деформируемых пород наблюдается лишь перераспределение расплава без его локализации. В участках с наиболее высокой концентрацией анатектических расплавов тектонические движения сопровождались явлениями диапиризма.

На основании той суммы фактов, которыми мы располагаем, можно лишь приблизительно определить возрастное положение прогрессивной и регрессивной ветвей и соответственно кульминационной стадии анатектического гранитообразования III тектоно-метаморфического цикла по отношению к выбранной системе относительных временных реперов. Начальная стадия гранитообразования скорее всего соответствует во времени формированию структур четвертого этапа деформации (D_{n+4}), а кульминационная стадия совпадает с пятым (D_{n+5}) и шестым (D_{n+6}) этапами. При переходе от этапа D_{n+5} к этапу D_{n+6} происходит смена автохтонного гранитообразования аллохтонным — наблюдается частичное отделение и перемещение гранитообразующего вещества.

Существование непрерывного ряда сингенетичных по отношению к субсолидным температурам кристаллофлюидных, существенно газовых и газовой-жидких включений свидетельствует о том, что в процессе кристаллизации гранитоидов m_{n+5+6} происходило бурное выделение флюидной фазы, по-видимому, вследствие падения давления на заключительной стадии III тектоно-метаморфического цикла, что вызывало быструю кристаллизацию расплава. Именно этим обстоятельством скорее всего обусловлено отсутствие ярко выраженной автохтонной регрессивной ветви анатектического гранитообразования этого цикла. Как производные регрессивной ветви анатектического процесса могут рассматриваться только слюдоносные пегматиты Беломорья. Однако и в них обнаружены расплавные включения с довольно высокой температурой гомогенизации ≥ 700 °C, (Бакуменко и др., 1981). Поскольку пегматиты являются явно перемещенными образованиями, мы можем предполагать, что отделение исходных для них расплавов происходило из более глубоких частей анатектических очагов на стадии их консолидации.

Приведенные данные показывают, что в ходе эволюции ультраметагенного гранитообразования II и III тектоно-метаморфических циклов возрастает роль анатектических процессов. Если при формировании гранитоидов II цикла анатексис имеет лишь подчиненное значение по сравнению с процессами метаморфической дифференциации и перекристаллизации, то для III цикла мы можем уже говорить о доминирующей роли анатектических процессов в гранитообразовании. Изучение различных типов включений минералообразующих сред позволяет сделать вывод о том, что анатектическое гранитообразование на всех этапах геологического развития Беломорского мегаблока проходило в условиях высокого насыщения среды водно-водородным флюидом. Однако в целом система гранитообразования оставалась закрытой по крайней мере по отношению к основным породообразующим компонентам.

При переходе от мигматитов m_n к ультраметагенным гранитоидам m_{n+5+6} намечается тенденция к увеличению доли H_2O и уменьшения доли H_2 во флюиде и соответственно снижения отношения H_2/H_2O и коэффициента восстановленности. То есть флюид каждого последующего этапа гранитообразования становится все более окисленным. Эта направленность изменения состава флюида характерна только для гранитоидов прогрессивной ветви анатектического процесса. На регрессивной ветви эта тенденция нарушается, как, например, в случае формирования гранитоидов χ_2 , в которых резко возрастает доля углеводородных газов и соответственно восстановленность флюида.

Основные черты строения и развития

Северное Приладожье входит в состав Восточно-Финляндской зоны карелид, являющейся периферической частью Свекофеннской подвижной области, которая завершила свое активное развитие к концу раннего протерозоя (Земная кора..., 1978).

Породы нижнего структурного яруса (фундамент) в более или менее неизменном виде встречаются только в краевой зоне рассматриваемой области. В то же время есть основание полагать, что крупные гранитные массивы (Центральнофинляндский, Васса) представляют собой сильно реоморфизованный фундамент (Геологическое развитие..., 1970). Возраст плагиогранито-гнейсов и гранито-гнейсов основания в Юго-Восточной Финляндии, определенный $U-Pb$ методом, превышает 2800 млн. лет (Kouvo, 1970; Kouvo, Tilton, 1966). Возраст аналогичных образований Северного Приладожья определен $Rb-Sr$ методом и оказался равным 2320 ± 100 млн. лет (Gorokhov, 1970).

Второй структурный ярус Восточно-Финляндской зоны в низах разреза сложен кварцито-карбонатными толщами ятулия, сменяющимися по направлению к центральным частям зоны вулканогенно-карбонатно-сланцевыми толщами (морской ятулий), а выше - флишоидными образованиями калевия. Этот набор формаций, за исключением континентальных образований низов разреза, хорошо выдерживается на всей территории Свекофеннской складчатой области. Силлы лейкодиабазов, залегающих среди ятулийских образований на территории Финляндии, датированы уран-свинцовым методом. Полученный возраст 2150 млн. лет (Sakko, 1971) свидетельствует о том, что заложение Свекофеннской подвижной области произошло раньше этого времени.

Свекофенниты являются областью широкого проявления кислого магматизма (Simonen, 1960). Среди раннескладчатых образований преобладают натриевые гранитоиды тоналит-трондьемитовой серии, включающие в себя и гиперстенсодержащие разновидности (интрузивные эндербиты). Группа складчатых калийнатриевых гранитоидов объединяет как аллохтонные, так и автохтонные комплексы пород. Наконец, позднескладчатые гранитоиды представлены почти исключительно существенно калиевыми разновидностями, слагающими преимущественно аллохтонные массивы. Данные геохронологии (Kouvo, Tilton, 1966) свидетельствуют о том, что кис-

лый магматизм проявлялся в интервале времени 1880–1750 млн. лет (Ковчо, 1970; Лобач–Жученко и др., 1974). Свекофеннская область характеризуется широким распространением гранитов рапакиви, знаменующих собой время ее тектонической стабилизации и перехода к платформенному режиму развития. Возраст этих гранитоидов – около 1700 млн. лет.

Таким образом, свекофеннский цикл геологического развития, в течение которого происходило формирование структуры одноименной складчатой области, имеет продолжительность порядка 500 млн. лет (2200–1700 млн. лет).

Стратиграфия

В результате исследований многих геологов, работавших в Северном Приладожье, к настоящему времени разработана общая схема стратиграфического расчленения нижнепротерозойских супракрустальных комплексов этого района. Она нашла отражение еще в работах К.О. Кратца (1963) и Л.Я. Харитонова (1966) и не претерпела принципиальных изменений. Не изменился и характер дискуссии об относительном возрасте континентального ятулия северной части района и толщ ладожского комплекса, слагающих большую часть интересующей нас территории. Здесь принята точка зрения о более древнем возрасте ятулийских кварцито–карбонатных толщ по отношению по крайней мере к флишоидным образованиям – аналогам калявны (Геологическое развитие..., 1970).

Предложенное Седерхольмом (1916 г.) и Хакманом (1933 г.) деление ладожского комплекса на две существенно различные по составу толщи в общем виде сохранилось до настоящего времени. В работах 1960–х годов были детализированы разрезы и эти толщи были возведены в ранг серий: сортавальской и ладожской.

Сортавальская серия распространена в непосредственном окружении выходов („куполов“) гранито–гнейсового фундамента. Преобладающими породами являются амфиболовые сланцы, содержащие прослои карбонатных пород, кварцитов и глиноземистых сланцев. Среди амфиболовых сланцев имеются, по–видимому, как орто–, так и парапороды. Достоверные эффузивные и экструзивные образования распространены в районе Рускеалы и Рюттюярви – северная часть территории (Кратц, 1963). Вулканы представлены метабазальтоидами и метаморфизованными туфами того же состава и редко более кислыми породами. Столь же характерны для этого района кальцитовые и доломитовые мраморы и ассоциирующиеся с ними амфиболовые парасланцы. Эти породы залегают в основании разреза серии и в верхней его части. Общая мощность серии достигает 1600 м.

В районе Сортавалы, Импилахти и Питкяранты сортавальская серия отличается резко сокращенными мощностями (до 400–600 м), что, возможно, обусловлено тектоническими причинами, а именно – поперечным сжатием и горизонтальным растяжением на ранних эта-

пах деформаций, в начальный период поднятия блоков древнего фундамента. Характер же разреза в этих местах сходен с таковым в районе Рускеалы и Рюттюярви.

В целом сортавальская серия хорошо коррелируется с „морским“ ятулием Юго-Западной Финляндии, где наблюдалось непосредственное налегание этих толщ на гранито-гнейсы основания, а местами выделяется пачка базальных конгломератов. В вулканогенной части разреза „морского“ ятулия часто наблюдаются хорошо сохранившиеся текстуры вулканических брекчий и туфов. Судя по геофизическим данным (Харитонов, 1971), толщи сортавальской серии и ее аналогов распространены только в зоне поднятий гранито-гнейсового фундамента. На основании этого предполагается, что данная зона в период седиментации представляла цепь поднятий (островов).

Ладожская серия распространена в пределах синклинорных структур, разделяющих поднятие фундамента. Она сложена преимущественно биотитовыми, биотит-ставролитовыми, андалузитовыми, гранатовыми и двуслюдяными сланцами, почти повсеместно обладающими хорошо проявленной флишовой слоистостью. Э. Вегман еще в 1928 г. относил эту серию к флишу карелид.

Соотношение ладожской серии с нижележащей сортавальской серией изучалось многими исследователями. Интересные материалы содержатся в работах А.А. Предовского и др. (1967), по мнению которых рассматриваемые толщи согласны друг с другом, хотя в северной части района на границе с Карельским массивом в связи с активизацией источника сноса в период, предшествовавший накоплению осадков ладожской серии, имел место местный внутриформационный размыв, одним из следствий которого явилось образование конгломератов хут, Партанен и кварцитов о-ва Конттиасари. Грубообломочные фации характерны лишь для краевой части бассейна седиментации. На смежных территориях Финляндии в основании ладожской серии (калевия) наблюдались крупновалунные конгломераты, в гальке которых содержатся ортокварциты континентального ятулия, что говорит не только об относительно молодом возрасте ладожской серии, но и о том, что источник сноса располагался на севере, где распространены соответствующие ятулийские породы. По направлению на юг грубообломочные фации замещаются более мелкозернистыми образованиями.

Сложная складчатость и глубокий метаморфизм, практически полное отсутствие хороших маркирующих горизонтов, слабая изученность ритмичности по разрезам не позволила произвести детального внутреннего расчленения ладожской серии. Можно лишь констатировать, что по направлению к верхним частям серии увеличивается количество глиноземистых сланцев, обычно представляющих верхние части ритмов.

Тектоника

На территории Северного Приладожья выделяется ряд структурных зон, отличающихся друг от друга не только особенностью складча-

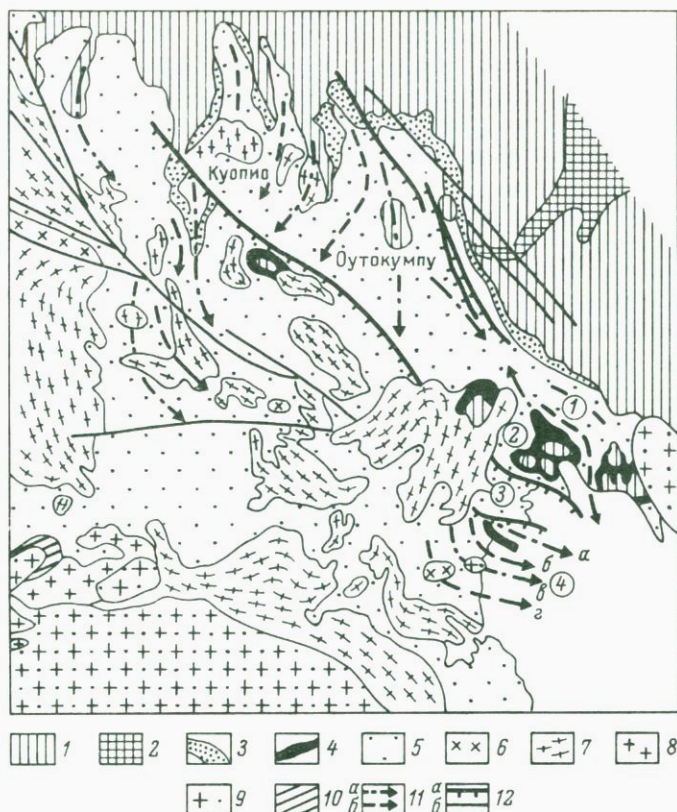


Рис. 29. Тектоническая схема юго-восточной части свекофеннид (Геологическое развитие..., 1970).

1 - гранитоиды допротерозойского фундамента; 2 - допротерозойские супракрустальные толщи. Нижнепротерозойские супракрустальные серии: 3 - ятулийская, 4 - сортавальская, 5 - ладожская, 6 - интрузивные эндербиты; 7 - складчатые ультраметаморфогенные гранитоиды (тоналиты, гранодиориты, гранито-гнейсы); 8 - позднескладчатые граниты; 9 - анортозиты, 10 - рапакиви; 11 - главные складчатые структуры (а - антиклинали, б - синклинали); 12 - зоны разломов (а - надвиги, б - взбросы). Цифры в кружках: 1 - Янисъярвинский синклиниорий, 2 - Сортавальско-Питкярантская зона поднятий фундамента, 3 - Путсарский синклиниорий, 4 - зона линейной складчатости (а - Лахденпохская антиклиналь, б - Кухкосарская синклиналь, в - Койонсарская антиклиналь, г - Куркиекская синклиналь).

тых структур, но и некоторыми специфическими чертами состава осадочных и вулканогенно-осадочных толщ (рис. 29): 1) Янисъярвинский синклиорий; 2) Сортавальско-Питкярантская зона поднятий гранито-гнейсового фундамента (антиклинорий); 3) Путсарский синклиорий; 4) зона линейной складчатости, в пределах которой крупные антиклинальные структуры чередуются с равноценными по масштабам синклиналями.

Янисъярвинский синклиорий представляет собой широкую отрицательную структуру, отличающуюся четко выраженной асимметричностью. В северо-восточном его крыле толщи ладожской серии в целом нормально перекрывают ятулийские кварцито-доломитовые толщи, перекрывающие непосредственно юго-западную окраину Карельского массива. На юго-западном крыле развита система опрокинутых к ядру синклинория, сильно сжатых, часто изоклинальных складок, осложненных на крыльях взбросами и надвигами.

Как отмечалось выше, Сортавальско-Питкярантская зона представляла собой цепь поднятий (вулканических островов) еще в период седиментации и служила дополнительным источником сноса в период накопления терригенных толщ ладожской серии (Предовский и др., 1967). Она продолжала быть положительной структурой и на ранних этапах складчатых деформаций, когда возникали обособленные, изомеричные в плане положительные структуры, дальнейшая эволюция которых привела к формированию Сортавальской и Питкярантской групп поднятий фундамента (рис. 29), структура которых будет подробно рассмотрена ниже. В процессе нелинейных поднятий жесткого гранито-гнейсового фундамента между ними возникали зоны многократной линейной складчатости, имеющие, в частности, субмеридиональное простираие. Одним из примеров таких зон является зона Ляскеля-Импиниеми.

На южном крыле Сортавальско-Питкярантского антиклинория выделяется зона тектонических покровов, имеющая в целом северо-западное простираие и занимающая, следовательно, секущее положение по отношению к зоне Ляскеля-Импиниеми. Ранее было показано (Геологическое развитие..., 1970), что во фронтальной части перемещающихся на север покровов развивается складчатость того же простираия, накладывающаяся на субмеридиональные складки. Следствием покровообразования является дополнительное смятие Кирьявалахтинского выступа фундамента в линейную, опрокинутую на северо-восток складку, и надвигание гранито-гнейсов Сортавальского выступа на распространенные севернее него толщи сортавальской серии.

В пределах Путсарского синклинория доминирующим развитием пользуется изоклиальная складчатость северо-западного простираия, которая, как предполагается (Геологическое развитие..., 1970), примерно синхронна тектоническим покровам.

Зона линейной складчатости, расположенная юго-западнее Путсарского синклинория, включает в себя Лахденпохскую антиклиналь, Кухкосарскую синклиналь, Койонсарскую антиклиналь и, наконец, Куркиёкскую синклиналь (Геологическое развитие..., 1970). В целом

эта зона может быть интерпретирована как обращенный при частной инверсии синклиорий, имеющий сложные соотношения с соседним Путсарским антиклинорием. Вполне вероятно, что в районе Лахденпохья существовала область поднятий фундамента типа Сортавальско-Питкярантской, в значительной степени преобразованная в процессе неоднократных деформаций.

Для того чтобы убедиться в правомерности выделения упомянутых выше этапов складчатости в Северном Приладожье, обратимся к рассмотрению некоторых особенностей тектоники смежных, расположенных на территории Финляндии участков Восточно-Финляндской зоны (подробное описание см. в кн.: Геологическое развитие..., 1970).

Общий структурный план района Оутокумпу (рис. 29) определяется двумя выступами фундамента, первый из которых располагается к северо-западу от месторождения Оутокумпу и на севере соединяется с Карельским массивом, а на юге сменяется полем гранитоидов, возникшим, как нам представляется, в зоне ультраметаморфизма при ремобилизации гранито-гнейсового основания. На юго-востоке от Оутокумпу докарельские гранито-гнейсы обнажаются в ядре купола Соткума, южнее которого известны еще два выхода фундамента. Две названные антиклинальные структуры разделены широкой синклиналью, обладающей крутым, осложненным изоклинальной складчатостью юго-восточным и пологим северо-западным крылом. Простираение осевой поверхности этой синклинали северо-восточное, на севере — северо-западное. Шарнир этой структуры в целом погружается на юго-запад.

На юге синклиналь Оутокумпу срезается структурами с устойчивым северо-западным простираением. В этой секущей зоне устанавливается система опрокинутых на север и лежащих изоклинальных складок, осложненных надвигами, или, иными словами, — серия тектонических покровов, возникших после формирования синклинали Оутокумпу.

Зона смятия северо-западного простираения прослеживается на северо-запад в район г. Куопио, где она пересекает антиклинальную структуру субмеридионального простираения, в ядрах которой выходят гранито-гнейсы основания и облекающие их толщи сортавальской серии. В зоне линейной складчатости северо-западного простираения повсеместно наблюдаются складчатые зоны расланцевания, зоны локального смятия в мелкие складки и разрывы, имеющие северо-восточное, поперечное или диагональное по отношению к главной складчатой структуре простираение (Геологическое развитие..., 1970).

Таким образом, изучение соотношений между крупными и мелкими структурными формами приводит к заключению о существовании трех главных этапов деформаций. Во время первого этапа были сформированы антиклинальные поднятия докарельского фундамента и окаймляющие их зоны линейной складчатости. Ко второму этапу относится формирование линейной складчатости северо-западного простираения и систем тектонических покровов, образованных в условиях гангенциального сжатия всей подвижной зоны. Третий этап

деформаций является следствием осевого сжатия главной складчатой структуры.

Каждый из этих этапов включает в себя формирование нескольких генераций складчатых структур. Рассмотрим более подробно последовательность деформаций пород сортавальской и ладожской серий и комплекса фундамента на основании материалов предшествующих исследований (Геологическое развитие..., 1970; Харитонов, 1971; Казаков, 1977а, 1977б; Путеводитель..., 1981; и др.).

История деформаций первого этапа хорошо расшифрована для Питкярантской группы поднятий фундамента и для зоны, отделяющей ее от Сортавальской группы. Главными картируемыми структурами для этого района являются линейные складки субмеридионального простирания, в целом сильно сжатые (до изоклинальных) на востоке и более открытые на западе. Крупнейшими из них являются синформы о. Пелютсари и п-ова Хунукка, Коккасельская, Импилахтинская, Мурсульская и другие антиформы, в ядрах которых обнажаются гранито-гнейсы, гнейсы и амфиболиты фундамента. По данным А.Н. Казакова (1976, 1977, а, б; Путеводитель, 1981) и А.Л. Харитонova (Геологическое развитие..., 1970; Путеводитель..., 1981), субмеридиональные складки представляют собой структуры по крайней мере третьего поколения. Самыми же ранними, относимыми к I стадии, являются складки (F_1), устанавливаемые в ладожской серии „по изменению залегания ритмичной слоистости вкрест ее простирания с нормального на опрокинутое“ (Путеводитель..., 1981, с. 22). Естественно, что такие складки наиболее надежно выявляются в зоне, где не проявлена мигматизация и хорошо сохранилась флишоидная ритмичность.

Складки F_1 , как правило, сильно сжаты, изоклинальны. Их ширина достигает 1 км, а амплитуда — более чем 5 км. Одна из таких крупных складок выявлена А.Н. Казаковым на п-ове Хунукка. Залегание шарниров и ОП складок F_1 в настоящее время определяется характером наложенных на них деформаций. Есть основание полагать, что в зоне поднятий фундамента первоначально ОП и шарниры этих складок залегали примерно горизонтально, в чем отразилось радиальное сжатие толщ ладожской серии в процессе роста этих поднятий.

Сходные структуры ранней генерации наблюдались А.Л. Харитоновым (1971) в Импилахтинской антиформе (куполе) и ее обрамлении. Это изоклинальные мелкие складки с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью осевой поверхности. Они распространены как в породах фундамента, так и в сортавальской серии. Складчатость этого времени сопровождалась образованием разрывов, параллельных осевой поверхности, с чем связано часто наблюдающееся заклинивание пород сортавальской серии в гранито-гнейсах фундамента.

Складчатые структуры второй генерации (F_2) устанавливаются главным образом на основании анализа залеганий шарниров складок F_3 (главных для данного района). Если на юге они имеют пологое южное падение, то по направлению на север оно становится

более крутым, местами меняясь на обратное. Аналогичным образом на юге Импилахтинского купола шарниры складок F_3 падают на юг под углами $25-30^\circ$. На севере же их залегание становится вертикальным. Все это свидетельствует о том, что до проявления деформаций третьей стадии толщи ладожской, сортавальской серий и фундамента были смяты в открытые прямые или слегка запрокинутые на север складки приблизительно широтного простирания.

Непосредственно складки F_2 наблюдались А.Н. Казаковым в западной части района, где F_3 становятся открытыми. Складки F_2 изгибают осевые поверхности F_1 и параллельную им кристаллизационную сланцеватость. Наблюдающаяся здесь широтная и северо-западная ориентировка осевых поверхностей складок F_2 позволяет предполагать, что их образование вызвано действием тангенциального сжатия в направлении юг-север или юго-запад-северо-восток.

Таким образом, в течение I этапа деформаций возникали складки по крайней мере трех генераций (рис. 30). Первые из них (стадия ID_1) были обусловлены радиальным сжатием в зоне поднятия фундамента. Изменение интенсивности сжатия по латерали обуславливает образование довольно крупных складок в процессе горизонтального течения. Вторые складки (стадия ID_2) были обусловлены тангенциальным сжатием в субмеридиональном направлении, а третьи (стадия ID_3) - в субширотном. Их интерференция объясняет возникновение изометрических в плане складок в ладожской серии (Казаков, 1977а, 1977б) и облекаемых куполовидных форм Питкярантской группы, морфология которых не была существенно изменена последующими деформациями. Завершается первый этап деформаций возникновением мелких разрывных нарушений, которые не влияют на структуру гнейсовых толщ, но знаменуют собой переход от пластических деформаций к жестким. К этим разрывным нарушениям приурочены мелкие тела гранитоидов ранних стадий мигматитообразования.

Соотношения между структурами первого и второго этапов деформаций наблюдаются в северном крыле Путсарского синклинория, где формируется система тектонических покровов, в строении которых принимают участие не только толщи ладожского комплекса, но и гранито-гнейсы фундамента. Ранее было показано (Геологическое развитие..., 1970), что Сортавальский купол и подобные, примыкающие к нему с юга и с запада структуры сорваны со своих корней и перемещены на север по пологим надвигам. В процессе этих движений во фронтальных частях покровов возникали мелкие складки с субширотным или северо-западным простиранием осевых поверхностей. В южной части п-ова Хунукка видно, что эти складки изгибают осевые поверхности складок F_3 и, следовательно, могут быть структурами четвертой или последующих генераций.

В то же время на основании наблюдений над структурой рассматриваемой зоны можно утверждать, что в период покровообразования реализовались условия радиального сжатия. По крайней мере им можно удовлетворительно объяснить появление здесь систем лежащих изоклинальных складок с устойчивым пологим погружением

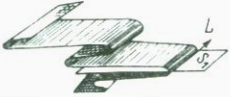
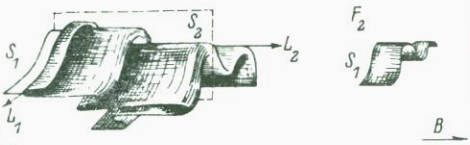
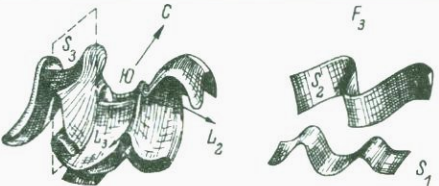
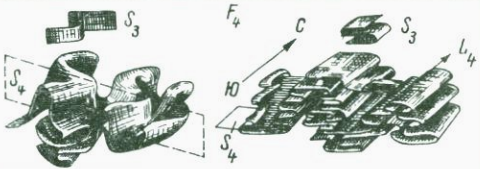

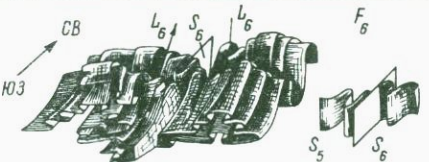

Этапы и стадии деформаций	Морфология складчатых структур	Гранитоиды
$I D_1$		γ_0 γ_1
$I D_2$		
$I D_3$		γ_2 γ_2^1 $\delta, \gamma \delta^{ep}$ (эндербит)
$I D_4$	Система трещин и разрывов	γ_3
$II D_1$		γ_3 γ_4
$II D_2$		γ_5
$II D_3$	Система трещин и разрывов	γ_5^1
$III D_1$		γ_6
$III D_2$		γ_7

Рис. 30. Эволюция структур ладожского комплекса.

шарниров на юг, что может быть связано с наложением этих деформаций на F_3 , имеющих в данном районе устойчивую субмеридиональную ориентировку. Следует заметить, что с периодом радиального сжатия связано формирование интрузивного комплекса гранодиоритов, а предшествовало ему внедрение больших объемов андезитовых мантийных магм, давших начало комплексу гиперстеновых диоритов (эндербитов). Возможно, что само радиальное сжатие является следствием подъема магм в результате инверсии плотностей. Если это так, то вероятно неравномерность на площади радиального сжатия и значительное горизонтальное движение материала из осевой зоны термальной структуры, где процессы гранитизации и плавления в основании коры проявляются с максимальной интенсивностью, к периферии, что и приводит к возникновению покровов. В таком случае вертикальное сжатие складок F_3 и возникновение лежащих складок F_4 с полого погружающимися на юг шарнирами (стадия ID_4) не является строго синхронным с тангенциальным сжатием складок F_3 во фронтальной части тектонических покровов (стадия ID_5).

Поверхности тектонических покровов сминаются в складки северо-западного простирания, степень сжатости которых увеличивается по направлению на юго-запад (рис. 29). Они становятся доминирующими в осевой части Путсарского синклинория и во всей расположенной южнее зоне линейной складчатости и должны быть отнесены к структурам пятой генерации (F_5 , стадия ID_5).

Рассмотрим последовательность деформаций толщ ладожской серии в пределах Куркиекской синклинали, относящейся к зоне линейной складчатости. Главным структурным элементом этой крупной синклинали являются прямые изоклиналильные складки с северо-западным простиранием осевых поверхностей и субгоризонтально ориентированными шарнирами, которые изгибают кристаллизационную сланцеватость и полосчатость, до данной деформации ориентированную субгоризонтально. Наблюдения на крыльях и в замках главных складок показывают, что эти плоскостные элементы строения гольц ладожского комплекса являются осевыми поверхностями первоначально лежащих изоклиналильных складок с шарнирами, ориентированными на север или северо-восток. Такие складки в замке главной складки непосредственно наблюдаются, например, на берегу зал. Муролахти, где их шарниры простираются в направлении СВ 50° . Обычно же они ориентированы строго по падению крыльев структур запад-северо-западного простирания, лишь иногда с отклонением на $15-20^\circ$. Согласно с ними ориентированы линейность и длинные оси будин.

Отсюда следует, что в развитии складчатой структуры можно выделить несколько стадий. К наиболее ранней из них относится формирование кристаллизационной сланцеватости и мигматитовой полосчатости. Она условно может быть сопоставлена со стадией ID_1 , устанавливаемой в северных районах. После этого имело место формирование линейных складок с осевыми поверхностями и крыльями, простирающимися на север или северо-восток. Судя по такой ориентировке, они могут быть сопоставлены со складками F_3 (ста-

дия ID_3). Как и на севере, параллельно осевым поверхностям ориентированы кристаллизационная сланцеватость и мигматитовая полосчатость. После этого наступает характерная смена пластических деформаций жесткими с возникновением мелких разрывных нарушений в связи с изгибанием полосчатости и сланцеватости в открытые складки. Однако все эти структурные формы устанавливаются редко, так как после их формирования происходит интенсивное радиальное сжатие с образованием системы лежащих изоклинальных складок второго этапа деформаций (стадия ID_4), а затем и тангенциальное сжатие всей складчатой системы с формированием главных дия этого района структур (стадия ID_5).

Более поздние деформации (третий этап) приводили, как правило, к развитию открытых складок или прерывистых зон смятия северо-восточного простирания. Они весьма типичны для всей зоны линейной складчатости и для осевой части Путсарского синклинория. Параллельно их осевым поверхностям ориентированы разрывы, контролируемые размещение ультраметаморфогенных гранитоидов. Судя по многофазности их внедрения существует несколько стадий формирования структур третьего этапа. Однако данных об их соотношениях мало, а в этой работе важно было не столько представить полную последовательность деформаций, сколько выявить общую тенденцию структурной эволюции и подчеркнуть, что на рубеже $ID - III D$ имеет место смена складчатости общего смятия прерывистыми дислокациями в жесткой среде.

Метаморфическая зональность

Восточно-Финляндская зона карелид является классическим регионом развития метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа. Степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Исследование соотношений кристаллизации критических минеральных ассоциаций со стадиями деформаций показывает, что высокотемпературный метаморфизм, по крайней мере отчасти, сопряжен с деформациями второго этапа. Подтверждением этому может служить тот факт, что минеральная линейность, выраженная такими минералами, как куммингтонит и силлиманит, параллельна шарнирам складок северо-западного простирания или направлению перемещения тектонических покровов. По отношению к структурам первого этапа ставролит и андалузит, синхронные с куммингтонитом и силлиманитом, ведут себя как постдеформационные минералы, кристаллизуясь в виде неориентированных порфиробласт.

Формирование парагенезисов гранулитовой фации в зонах максимальных температур предшествовало второму этапу деформации. Об этом свидетельствуют следующие факты. Длинные оси будин, сложенных гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами, ориентированы согласно с шарнирами складок F_3 . Это свидетельствует о том, что названный уровень метаморфизма достигался уже в стадии ID_1 и ID_2 . В то же время дайки габбро и диоритов, внедрение

которых предшествовало вертикальному раздавливанию в стадию ID_3 , метаморфизованы лишь в условиях амфиболитовой фации, а двутироксеновые парагенезисы в них не возникают. Об этом же свидетельствует повсеместное регрессивное изменение гранулитов в условиях амфиболитовой фации. Во время же радиального и последующего тангенциального сжатия всей складчатой системы происходило воздымание зоны, а возникшие на глубине породы с высокотемпературными парагенезисами подвергались ретроградным изменениям. Однако такой подъем не всегда сопровождался быстрым охлаждением, так что в некоторых участках условия гранулитовой фации сохранялись и во время второго этапа деформаций.

Рассмотрим некоторые особенности минерального состава метаморфических пород и попытаемся оценить термодинамические условия метаморфизма, используя при этом фаціальную схему для метапелитов (рис. 31). В зоне зеленосланцевой фации встречаются пироксилитовые кварциты, в которых при повышении температуры появляются и кианит, и андалузит, что возможно при давлении около 4,0–4,5 кбар и T около 450–480 °C. Альмандиновый гранат и ставролит в метапелитах появляются при близких температурах, что вероятно при давлениях около 4 кбар. При больших значениях этого параметра гранат становится заметно более низкотемпературным, чем ставролит. При условии достаточного широкого распространения андалузит–двуслюдяных сланцев кордиерит со ставролитом и гранатом в калиевых метапелитах встречается крайне редко, да и то в виде позднего минерала, замещающего ставролит. А это значит, что давление не было существенно меньшим, чем 4 кбар. Об этом же свидетельствуют дегидратация ставролита в поле устойчивости силлиманита и практически полное отсутствие гнейсов с ассоциацией силлиманита, биотита, граната и калиевого полевого шпата. В таких породах всегда в избытке появляется кордиерит, гранат–силлиманит–биотит–ортоклазовая субфация образует, по Ю.В. Нагайцеву (Путеводитель..., 1981), лишь очень узкую зону.

Первые мигматиты в Северном Приладожье появляются в зоне биотит–гранат–силлиманит–мусковитовой субфации (I), а переход к биотит–гранат–кордиерит–ортоклазовой субфации амфиболитовой фации (зона IIa) осуществляется уже в области ультраметаморфизма, которая захватывает и зону гранулитовой фации (II б).

Рассмотрим более подробно условия метаморфизма в этих зонах и определим основные параметры начала ультраметаморфизма. В табл. 13 приведены некоторые данные по условиям формирования пород ладожской серии вблизи границы зоны ультраметаморфизма. Обращает на себя внимание тот факт, что мусковитовые парагенезисы оказываются очень высокотемпературными. Если принять за действительную среднюю температуру (около 680°), то придется признать, что фугитивность H_2O во флюиде была необычно высокой – около 3,0–3,5 кбар при давлении 4,0–4,5 кбар (Глебовицкий, Другова, 1979). Эта температура и отражает условия начальной существенно анатектической мигматизации (γ_1 , γ_2 и γ_3), что хорошо согласуется с фактом появления гранитных расплавов (см. далее)

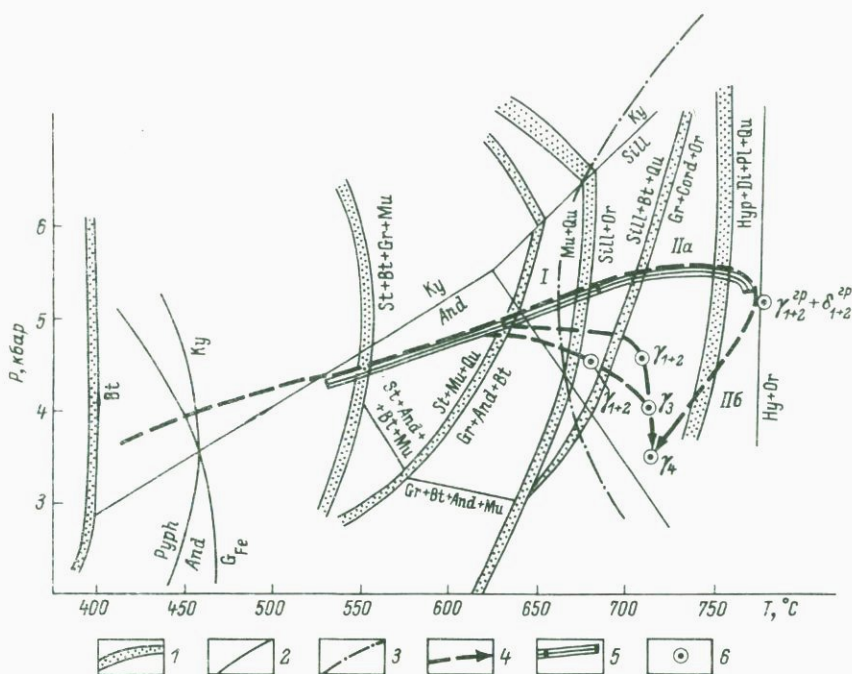


Рис. 31. Термодинамические условия метаморфизма и ультраметаморфизма.

1 - минеральные равновесия - границы метаморфических зон; 2 - прочие минеральные равновесия; 3 - минимум плавления гранитов; 4 - тренд эволюции P-T условий в процессе прогрессивного метаморфизма; 5 - интервалы температур по зонам, оцененные с помощью гранат-биотитового термометра; 6 - условия мигматитообразования, определенные методом гомогенизации включений раскристаллизованных расплавов. Оценки давления обоснованы в тексте.

в поле устойчивости мусковита и кварца. Кордиеритовые гнейсы действительно оказываются более высокотемпературными, чем мусковитовые. Полученные вариации температур от 680 до 775 °C представляются вполне реальными, так как зона гранат-кордиерит-биотит-ортоклазовой субфации сменяет зону биотит-силлиманит-мусковитовой субфации через очень узкую промежуточную зону, а непосредственно с кордиеритовыми гнейсами иногда сосуществуют гиперстенсодержащие породы, появляющиеся при T 750° и выше.

Оценка давления по кордиеритовым гнейсам менее стабильна, чем по мусковитовым гнейсам. По-видимому, это связано с возрастанием роли перераспределения Mg между гранатом и биотитом в момент мигматитообразования и на постмигматитовой стадии процесса. По крайней мере непосредственное сравнение давлений по

Т а б л и ц а 13

Условия метаморфизма пород ладожской серии в районе перехода к зоне ультраметаморфизма

Номер образца	X_{Mg}^{Gr}	X_{Mg}^{Bt}	K_{Mg}^{Bt-Gr}	Fe^{Gr}	Mn^{Gr}	Ca^{Gr}	Fe^{Bt}	ΔK	$K_{исп.}$	$T, ^\circ C$	$T'', ^\circ C$	P	Парагенезис
139	0,157	0,505	0,182	2,22	0,25	0,10	1,07	+0,054	0,236	680		4,2	Bt+Mu+Sill+Gr+Qu+St.
55	0,187	0,513	0,218	2,25	0,13	0,21	1,12	+0,033	0,251	699		4,0	”
56	0,168	0,493	0,196	2,31	0,11	0,09	1,13	+0,034	0,290	672		4,0	”
60	0,185	0,520	0,210	2,26	0,12	0,10	1,07	+0,040	0,250	698		4,5	”
1976	0,161	0,538	0,165	2,19	0,20	0,16	1,04	+0,056	0,221	661		4,4	”
273	0,240	0,542	0,267	1,94	0,05	0,14	1,23	-0,053	0,209		683	4,8	Bt+Gr+Cord+Kfsp+Sill+Qu
225	0,225	0,530	0,257	2,04	0,04	0,13	1,08	-0,070	0,187		695	4,8	”
134	0,198	0,462	0,287	2,26	0,04	0,12	1,23	-0,037	0,250		726	4,2	”
10566	0,228	0,475	0,326	2,02	0,04	0,14	1,14	-0,100	0,226		775	3,6	”
818	0,242	0,555	0,255	2,16	0,06	0,08	1,06	-0,018	0,237		694	4,1	”
65/77	0,245	0,519	0,301	2,06	0,03	0,10	1,05	-0,067	0,234		749	3,6	”
122в	0,232	0,572	0,226	2,02	0,07	0,26	1,04	-0,031	0,195	638		4,5	Bt+Gr+Pl+Qu+Cord
122г	0,238	0,522	0,258	2,07	0,10	0,14	1,14	-0,040	0,218	658		3,9	Bt+Gr+Pl+Qu
140в	0,227	0,542	0,248	2,17	0,04	0,10	1,02	-0,001	0,247	694		4,3	Bt+Gr+Pl+Kfsp+Qu
140д	0,201	0,502	0,250	2,14	0,07	0,10	1,13	-0,037	0,213	651		3,8	Bt+Gr+Pl+Kfsp+Qu
142ж	0,213	0,511	0,259	2,19	0,05	0,10	1,09	-0,011	0,248	695		3,8	Bt+Gr+Pl+Qu
142л	0,180	0,465	0,252	2,24	0,10	0,11	1,22	-0,027	0,225	666		2,9	”
59а	0,157	0,505	0,182	2,33	0,05	0,10	1,12	+0,057	0,239	684		3,2	Bt+Gr+Cord+Pl+Qu
59г	0,172	0,441	0,263	2,26	0,07	0,08	1,24	-0,041	0,222	662		3,4	Bt+Gr+Pl+Qu

П р и м е ч а н и е. Все определения T и P относятся к гнейсам и сланцам, кроме определений для четырех образцов гранитов (γ_4); X_{Mg}^{Gr} , X_{Mg}^{Bt} - мольные доли Mg в Gr и Bt; $K_{Mg}^{Gr+Bt} = \frac{X_{Mg}^{Gr} (1 - X_{Mg}^{Bt})}{(1 - X_{Mg}^{Bt}) \cdot X_{Mg}^{Gr}}$; Fe^{Gr} , Mn^{Gr} , Ca^{Gr} , Fe^{Bt} - количества Fe, Mn, Ca в Gr и Bt в формульных единицах; $\Delta K = 0,43 (Fe^{Gr} - 2,19) + 0,25 (Mn^{Gr} - 0,10) + 0,23 (Ca^{Gr} - 0,19) - 0,38 (Fe^{Bt} - 1,06)$ (Термо- и барометрия..., 1977); T' - температура, вычисленная по формуле $T = 1250 K_{Mg}^{Gr-Bt} + 385$ (°C); T'' (K) - температура, вычисленная по формуле $\frac{10^3}{T} = -0,334 \ln K_{Mg}^{Gr-Bt} - 0,154 Mg^{Gr} + 0,613 (Mg^{Gr} - \text{мольная доля пирропа в гранате})$.

субстрату и жильному материалу почти всегда свидетельствует о снижении этой величины в последнем.

Температуры, определенные в мигматитах, особенно в жильном материале, никогда не превышают 700° . Это можно объяснить тем, что в момент образования значительных количеств расплавов температура стабилизируется.

Таким образом, можно констатировать, что мигматизация в Северном Приладожье начинается и далее протекает при температуре около 680° при общем давлении около 4,0–4,5 кбар, которое далее снижается до 3 кбар, и при начальной фугитивности воды около 3,0–3,5 кбар.

Структурная локализация мигматитов и гранитоидов

Процессы ультраметаморфизма и связанного с ним гранитообразования в породах ладожской серии начинают проявляться в зоне биотит-мусковит-гранат-силлиманитовой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов, достигая максимума развития в зоне гранат-кордиерит-биотит-ортотлазовой субфации. Эти процессы изучались в разных аспектах многими исследователями (Судовиков, 1954; Геологическое развитие..., 1970; Саранчина, 1972; Лобач-Жученко и др., 1972, 1974; Казаков, 1976, 1977; и др.). Всеми отмечается неодноактность этих процессов. В силу этой неодноактности созданные схемы несколько отличаются друг от друга, являясь более подробными то в одной, то в другой части шкалы геологических событий. Проведенные нами детальные исследования показали, что процессы ультраметаморфизма отчетливо связаны с выделенными тремя основными этапами деформаций (табл. 14).

В первый этап деформаций в зоне амфиболитовой фации формировалось не менее четырех генераций жильного материала мигматитов: γ_0 , γ_1 , γ_2 и γ_3 , что устанавливается по их взаимным пересечениям и замещениям (табл. 14; рис. 32, 33). γ_0 имеют очень незначительное развитие, выявляются только в том случае, если в пределах одного обнажения встречаются γ_0 , γ_1 и γ_2 (рис. 32, а, б), обычно ориентированы по кристаллизационной сланцеватости (S_1), совпадающей с первичной полосчатостью, хотя отмечаются и случаи несоответствия сланцеватости и полосчатости, и тогда γ_0 пересекают последнюю. γ_1 секут γ_0 и, по-видимому, приурочены к осевым поверхностям (ОП) складок F_1 . γ_2 используют кристаллизационную сланцеватость и располагаются по ОП складок F_3 , имеющих субмеридиональное простирание, которые в свою очередь изгибают γ_0 и γ_1 . В процессе развития F_3 в условиях продолжающегося тангенциального сжатия γ_2 изгибаются в систему мелких сжатых складок пгигматитового характера (рис. 33). В большинстве случаев γ_0 , γ_1 и γ_2 дают серии субпараллельных жил, аналогичных по составу и структурам, поэтому при исследовании химизма вследствие невозможности их разделения они рассматриваются вместе. Главный удельный вес среди этих генераций при-

оследовательности формирования гранитоидов
яющих их основных пород

руппа пород и соотношение ее с деформационными элементами

амфиболитовая фация	гранулитовая фация
γ_0 - располагающиеся по S_1	γ_1 - по S_{1+2}
γ_1 - секущие S_1 и γ_0	γ_2 - развитые по ОП складок F_3 , изгибаются в процессе развития F_3 , как и γ_1
γ_2 - приуроченные к ОП складок F_3 субмеридионального простира- ния, изгибаются в процессе развития F_3 , как и γ_0 и γ_1	β - дайки и тела габбро- идов, секущие γ_{1+2}
β, δ - дайки диоритов, тела габбродидов, габбро- диоритов, секущие $\gamma_0, \gamma_1, \gamma_2$	$\gamma^{\delta GP}$ - тела эндербитов (Куркиекский массив $\gamma^{\delta GP}_K$ и $\gamma^{\delta GP}_n$)
γ_3 - расположенные по зо- нам, секущим F_3 и γ_{1+2}	γ_3 - плагиограниты, иногда гиперстенсодержащие, секущие $\gamma^{\delta GP}_n$ и β , γ_{1+2}
γ^{δ} - диориты, гранодиориты, граниты, плагиограниты, в том числе массивы Лауватсари (γ^{δ}_L), Импиниemi ($\gamma^{\delta}_и$) и ряд тел в районе Риекелансари, Путсари, Лахденпо- хья (γ^{δ}_n), пересекающие и использующие структуры I этапа деформаций, а также секущие $\gamma_0, \gamma_1, \gamma_2, \gamma_3, \gamma^{\delta GP}$	
γ_4 - располагающиеся по ОП складок (F_4) северо-запад- ного и субширотного простираения, использующие F_3 и более ранние складки, изгибающиеся в процессе раз- вития F_4 и F_5 , пересекающие $\gamma_0, \gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$, $\gamma^{\delta GP}, \gamma^{\delta}$	
γ_5 - секущие F_4, F_5 , все более ранние структуры и миг- матиты	
β, γ^{δ} - группа интрузий пород основного состава и дайки диоритов-плагиогранитов	
γ_6 - располагающиеся по ОП складок субмеридионального- северо-восточного направления (F_6)	
γ_7 - интрузии калиевых гранитов, приуроченные к зонам F_7 (Тервусский массив) - γ^T_7 - (Кузнеченский - γ^K_7)	

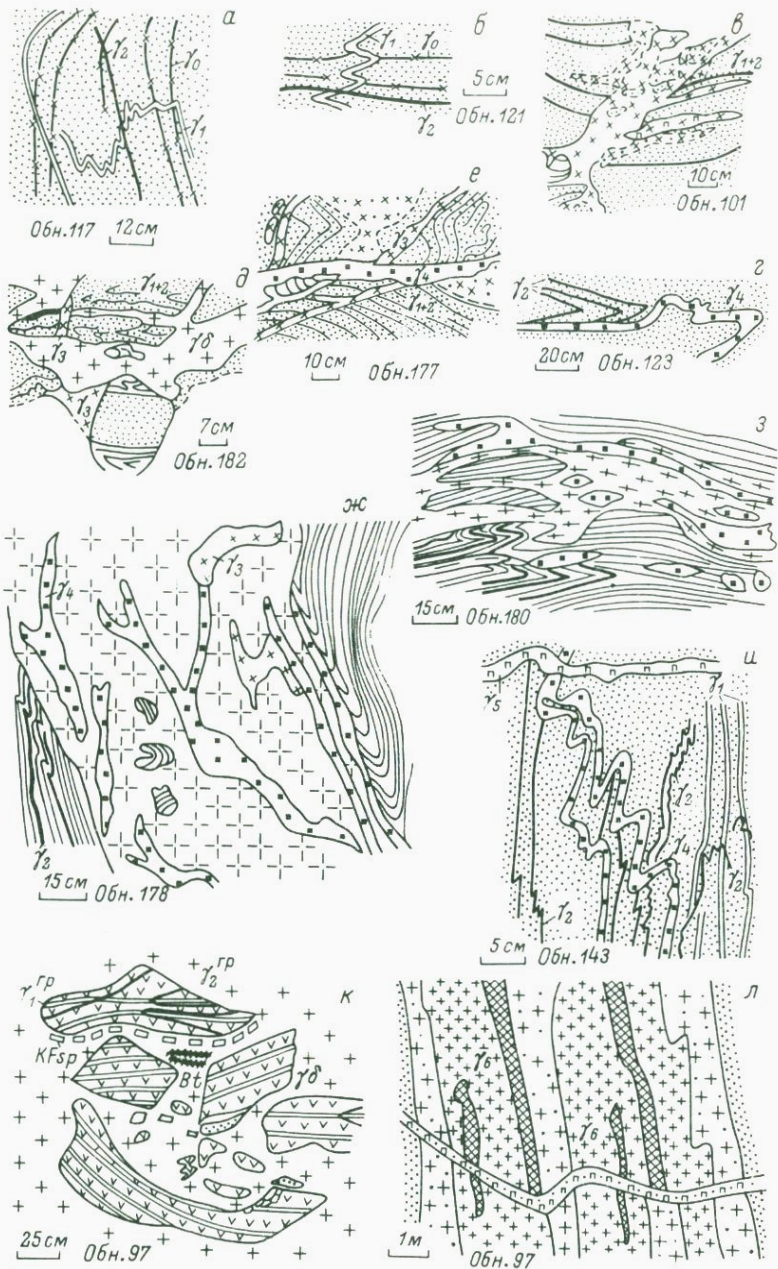


Рис. 32.

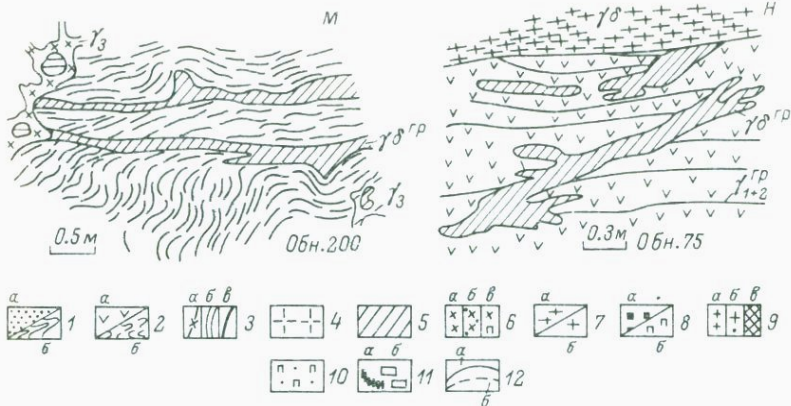


Рис. 32 (продолжение). Соотношение гранитоидов друг с другом и породами ладожской серии.

1 - гнейсы амфиболитовой фации, преимущественно биотитовые (а) и двуслюдяные с горизонтами гранат-и кордиерит-содержащих (б); 2 - породы гранулитовой фации (а - кристаллические сланцы, б - гнейсы); 3 - жильный материал мигматитов I этапа деформаций (а - γ_0 , б - γ_1 , в - γ_2); 4 - биотитовые диориты; 5 - эндербиты (γ_{GP}); 6 - жильный материал мигматитов поздних стадий I этапа деформаций - γ_3 (а - однородные равномернозернистые, б - с тенями субстрата, в - пегматоидные); 7 - гранодиориты γ^B (а - гнейсовидные, б - массивные); 8 - жильный материал мигматитов II этапа деформаций (а - γ_4 ; б - γ_5); 9 - жильный материал мигматитов γ_6 III этапа деформаций (а - аплитовидные, равномернозернистые разновидности, б - пегматоидные, в - с тенями субстрата); 10 - пегматиты; 11 - порфиробласты и скопления калиевого полевого шпата (а) и биотита (б); 12 - контакты гранитоидов (а - резкие, б - нечеткие, с постепенными переходами).

ходит на γ_2 . Нередко они перекристаллизовываются в более крупнозернистые разновидности, тонкие прожилки соединяются, образуя более мощные жилы γ_2 (впоследствии эти генерации жил обозначаются γ_{1+2}).

Все эти генерации жил секутся гранитами γ_3 , которые приурочиваются к сериям субпараллельных или взаимно пересекающихся зон стадии жестких деформаций в конце первого этапа (рис. 32, в; 34). По мере приближения к таким зонам мигматиты постепенно теряют полосчатость, становятся более гомогенными. Происходит как бы усреднение состава меланосомы и лейкосомы; порода по составу приближается к гранодиориту, в котором фиксируются теневые участки вмещающих мигматитов. К центру зоны они исчезают, увеличивается однородность породы, в виде пятен в них отмечаются лейкократовые аплитовидные и пегматоидные обособления (рис. 32, в).

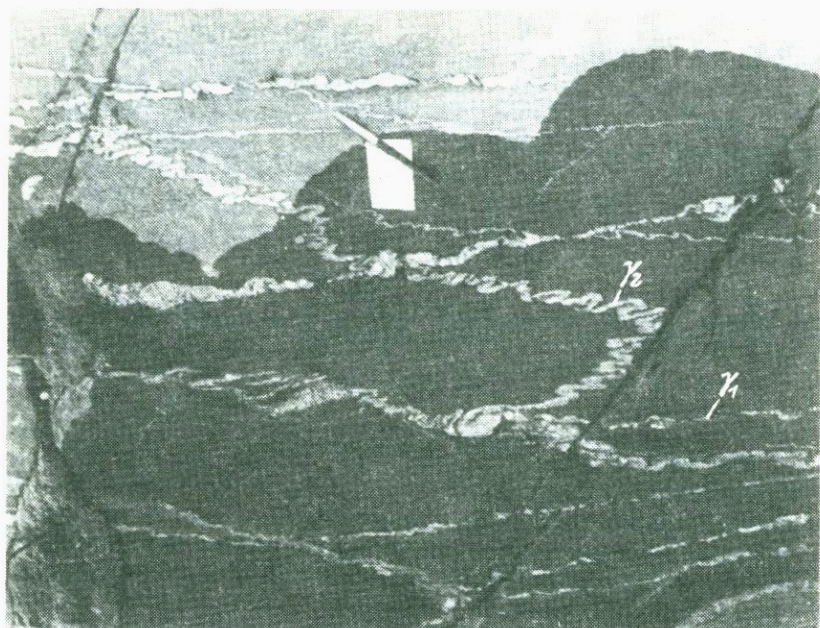


Рис. 33. Мигматиты γ_1 и γ_2 I этапа деформации.

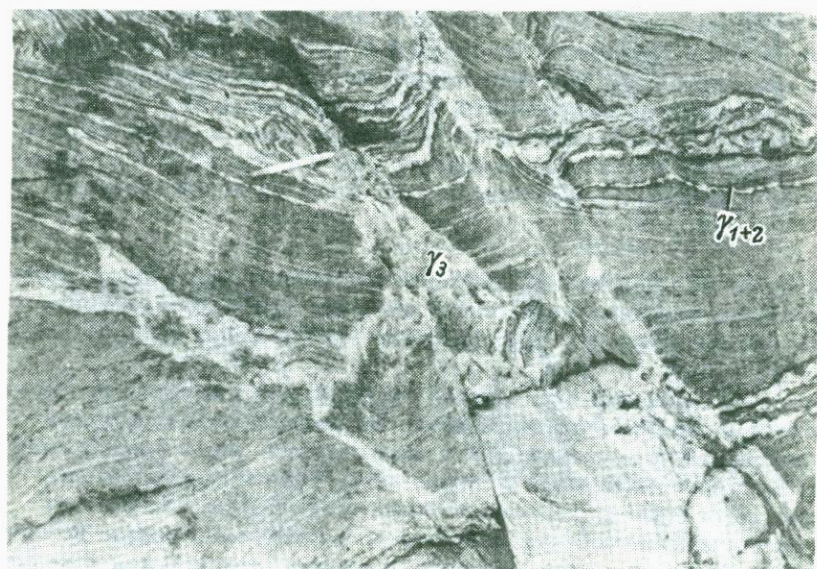


Рис. 34. Характер развития γ_3 по ранним мигматитам γ_1 и γ_2 .

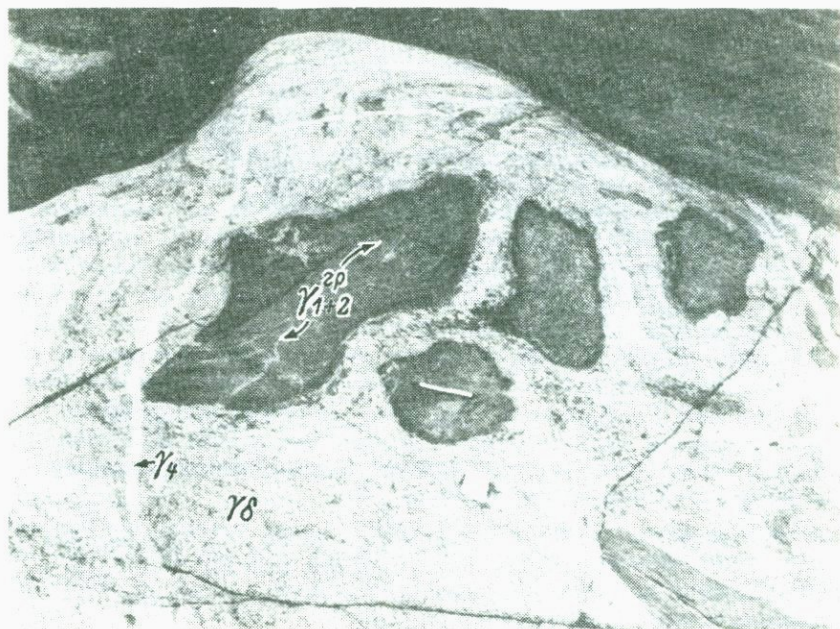


Рис. 35. Ксенолиты мигматитов пород гранулитовой фации в гранодиоритах, гранитизированных во II этап деформаций, когда возникают γ_4 и γ_5 . В мигматитах две генерации жил $\gamma_1^{ГР}$ и $\gamma_2^{ГР}$.

Количество жил этой генерации к юго-западу в отдельных обнажениях увеличивается до 6%. Отходящие от секущих зон апофизы γ_3 используют раннюю кристаллизационную сланцеватость, располагаясь параллельно мигматитовой полосчатости. Такими апофизами соединяются соседние зоны, и в целом породы приобретают облик ветвистых мигматитов (рис. 34). Между γ_2 и γ_3 внедряются тела габброидов и дайки, по составу варьирующие от плаггиогранитов до диоритов.

В районе о-ва Растисари, вблизи внешней границы зоны ультраметаморфизма встречены специфические породы сиенитового состава с обыкновенной роговой обманкой, которые по времени образования можно параллелизовать с γ_{1+2} . Можно проследить, как в толще гнейсов и сланцев, содержащих известковые конкреции, появляются мелкие обособления микроклин-амфиболовых пород, которые сливаются в полосы и постепенно становятся более мощными (до нескольких метров). По мере развития процесса происходит укрупнение зернистости породы, ее осветление, перекристаллизация мелких кристаллов роговой обманки в более крупные.

Последовательность формирования ранних мигматитов, развитых в зоне гранулитовой фации, затусевана широким проявлением более поздних разновозрастных гранитоидов. Жильный материал этих

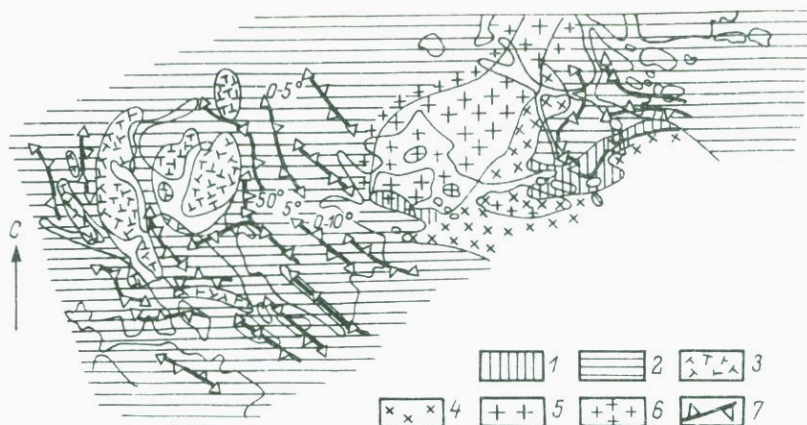


Рис. 36. Схематическая геологическая карта Куркиевского, Лауватсарского и Тервусского массивов.

1 - сортавальская серия; 2 - ладожская серия; 3 - Куркиевский массив и его сателлиты; 4 - Лауватсарский массив; 5 - Тервусский массив; 6 - эруптивная брекчия Тервусского массива; 7 - положение осевых поверхностей складок.

мигматитов относится по крайней мере к двум генерациям (рис. 32, к, 35): первой послышной (γ_1^{rp}) и второй секущей (γ_2^{rp}), приуроченной к ОП складок, сопоставимых с F_3 , и изгибающейся по мере их развития. Очень различен состав жильного материала этих мигматитов в зависимости от состава вмещающих пород: в кристаллических сланцах основного состава это диориты и кварцевые диориты с гиперстеном (σ_{rp}^{1+2}), в глиноземистых гнейсах - плагиограниты и граниты (γ_{1+2}^{rp}). Мигматиты пересекаются дайками и небольшими телами основных пород и эндербитов (γ_{rp}^{σ}), согласными или секущими, как правило, имеющими с ними резкие контакты. Наиболее крупный массив эндербитов площадью 45-50 км² известен под названием Куркиевский (Саранчина, 1972). Массив расположен в окрестностях пос. Куркиеки (рис. 36). По мнению Г.М. Саранчиной (Саранчина, 1972; Саранчина, Лыгина, 1970), породы, слагающие его, относятся к комплексу умеренно кислых гранитоидов первого формационного типа раннего протерозоя, формирование которых синхронно с метаморфизмом гранулитовой фации. Возникновение этих магм Г.М. Саранчина связывает с палингенезом пород ладожской серии. Ею установлены интенсивные структурно-метаморфические преобразования эндербитов, выражающиеся в будинаже небольших тел, огнейсовании краевых частей крупных массивов, замещении пироксенов биотитом и амфиболом.

При более поздних исследованиях (Шемякин, 1976) эндербиты были отнесены к формации позднекладчатых аллохтонных чарнокитоидов и их формирование отрывалось по времени от проявления

метаморфизма гранулитовой фации; в пользу этого как будто свидетельствует присутствие ксенолитов мигматизированных пород ладожской серии и ультраметагенных гранитоидов. Контакты эндербитов с рамой, по мнению В.М. Шемякина, первичные и нарушены лишь локальными тектоническими подвижками.

Приводимые данные не дают однозначного ответа о геологическом положении эндербитов района Куркиёки. Более точно оно может определяться при изучении этапности проявления деформаций и метаморфизма. Эндербиты пространственно приурочены к полям развития пород ладожской серии, в которых устанавливается проявление процессов регионального метаморфизма в Р-Т условиях гранулитовой фации. Куркиёкский массив не является в этом плане исключением; в структурном же отношении он локализован в поясе линейной складчатости, в осевой части Куркиёкской синклинали.

Геологическое положение эндербитов Куркиёкского массива определяется по следующим данным. Небольшие тела эндербитов будинируются при деформациях стадии ΠD_4 или ΠD_5 . Более крупные тела облекаются складками F_4 или F_5 , при этом в краевых частях нередко фиксируется расщепление (см. ниже). В хорошо обнаженном восточном контакте Куркиёкского массива ряд пластовых тел, отходящих от него, в целом находится в согласии со сланцеватостью S_4 . Эти пластовые, слабо секущие тела участвуют в образовании складок, облекающих массив, — главных складок этого пояса, развернутых в процессе совместной деформации пород массива и рамы. Иными словами, внедрение расплавов, формирующих массивы эндербитов, контролировалось структурами, возникшими до стадии ΠD_4 . Формирование прямых изоклиналиных складок пояса линейной складчатости происходило после завершения кристаллизации пород массивов. Соответственно все процессы метаморфизма, ультраметаморфизма, начиная со стадии ΠD_4 , являются наложенными.

Эндербиты в свою очередь секутся мелкими неправильной формы жилами плагногранитов, по морфологии и структурной позиции аналогичными γ_3 (рис. 32, ж, м). Эти соотношения разновозрастных генераций жил, их приуроченность к определенным складчатым структурам первого этапа деформаций, а также постепенное нарастание степени метаморфизма в юго-западном направлении позволяют параллелизовать выделенные генерации жильного материала мигматитов гранулитовой и амфиболитовой фаций (табл. 14).

С о вторым этапом деформаций связано формирование неоднородной по составу группы гранодиоритов и плагногранитов, кварцевых диоритов и сиенито-диоритов, называемой далее по преобладающей разновидности „группой гранодиоритов“ γ^d (табл. 14). Обычно породы этой группы относятся к раннескладчатым образованиям (Судовиков, 1954; Лобач-Жученко и др., 1974) или к комплексу умереннокислых гранитоидов первого формационного типа (Саранчина, 1972, и др.). В зоне мусковит-биотит-гранат-силлиманитовой субфации и иногда в низкотемпературной части гранат-кордиерит-биотит-ортоклазовой субфации они образуют ряд крупных тел, достигающих 50–100 км², и более

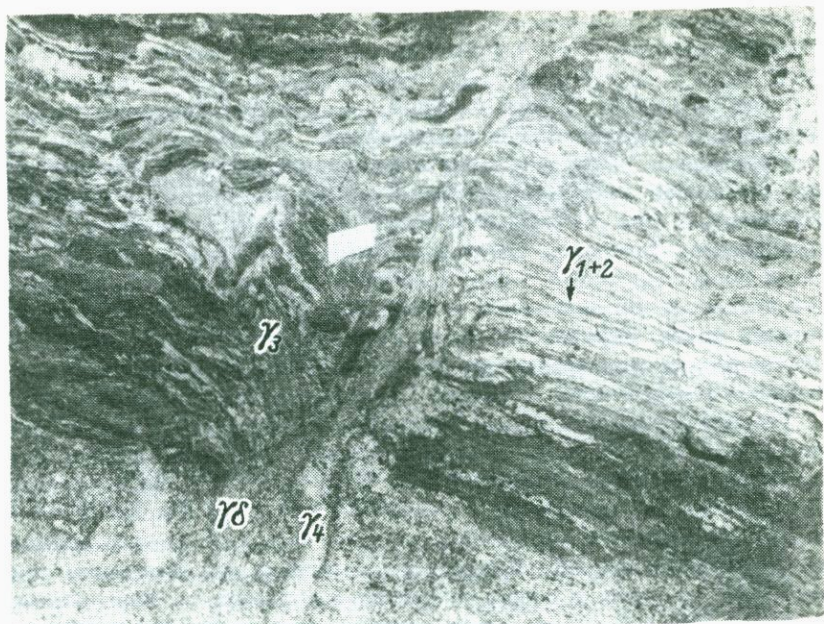


Рис. 37. Автохтонные гранодиориты с теньвыми текстурами, по зоне разрыва переходящие в мобильное состояние, пересекающие ранние мигматиты γ_{1+2} и подвергающиеся гранитизации с образованием γ_4 .

мелких площадью в несколько квадратных километров. В целом эти тела особенно крупные, согласны со структурами вмещающих пород, хотя в ряде случаев они образуют серии секущих тел, от которых отходят апофизы, использующие ранние складчатые структуры. В более высокотемпературной части гранат-кордиерит-биотит-ортоклазовой субфации, т.е. когда в кристаллических сланцах основного состава появляется гиперстен, а часто и в низкотемпературной, в ряде случаев характер соотношений гранодиоритов с вмещающими породами меняется. Наряду с интрузивными контактами в отдельных зонах наблюдаются гомогенизация мигматитов и постепенный переход через зону теньвых гранодиоритов к однородным разновидностям, которые, оформляясь в виде самостоятельных тел, приобретают мобильность (рис. 37). Такие соотношения можно расценить как зарождение гранодиоритов или диоритов на месте путем плавления мигматизированных гнейсов ладожского комплекса. Гранодиориты, как правило, имеют интрузивный характер там же, где развиты габброиды, эндербиты и кристаллические сланцы основного состава (рис. 3 к, н). В зоне контакта с габброидами образуется кайма промежуточных пород диоритового состава или кайма, обогащенная биотитом (2–5 см мощности); иногда наблюдается „растворение“ габброидов в поле гранодиоритов с образованием теньвых текстур.

Гранодиориты, имеющие явно перемещенный характер, содержат ксенолиты более основных пород диоритового и кварц-диоритового состава. Можно думать, что формирование этой группы пород было неоднoактным. Первые порции расплава были более основные, причем зарождение исходных для них магм происходило в таком случае несколько глубже их залегания, там, где достигались температуры, необходимые для образования этих магм. Гранодиориты секут γ_{1+2} и γ_3 (рис. 32, д), подвергаются мигматизации второго этапа деформации (γ_4 и γ_5), изгибаются в складки F_5 (рис. 32, ж, з).

Рассмотрим для примера геологическое положение плагиогранитоидов Лауватсарского массива ($\gamma_{\text{Л}}$), охватывающего западную оконечность п-ова Тервис, о-ва Лауватсари, Пелотсари и др. (рис. 36). Форму массива определить трудно, так как он с северо-запада срезается гранитами Тервусского массива, а с юга и юго-востока — береговой линией Ладожского озера. С севера гранитоиды массива контактируют с амфиболовыми гнейсами сортавальской серии, слагающими ядро Койонсарской антиклинали.

Геологическое положение гранитоидов определяется по соотношению со складчатыми структурами. В зоне контакта на о-ве Сарнитсенсари установлено много мелких тел, будинированных в процессе образования складок F_5 ; в то же время они срезают складчатые структуры F_3 . Таким образом, по времени внедрения породы Лауватсарского массива попадают в интервал между деформациями $II D_3$ и $II D_5$. Сходные с гранитоидами Лауватсарского массива порфиробластические плагиограниты образуются по амфиболитам сортавальской серии.

По гранодиоритам, основным породам и ранним мигматитам возникали грубополосчатые и теневые мигматиты, жильный материал которых представлен двумя группами гранитоидов γ_4 и γ_5 (табл. 14, рис. 32, г, е, ж, з, и). Они появляются в низкотемпературной части зоны гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой субфации сначала в виде отдельных жил, составляя 5–6% разреза (район Ориетсари); в сторону Тамханки-Путсари-Лохденлохья их количество возрастает, достигая 40–60% в отдельных обнажениях. Граниты γ_4 образуют в ранне мигматизированных толщах серии субпараллельных жил мощностью от нескольких сантиметров до 1–2 м, секущих древние структуры (рис. 32, е). От этих тел часто отходят апофизы, использующие древние складчатые структуры. В целом они ориентированы параллельно ОП лежащих изоклиналиных складок в тектонических покровах (рис. 32, з, складки F_4 , II этап деформации) и сминаются в складки северо-западного-субширотного простирания (рис. 32, и, складки F_5 , II этап деформаций). Под влиянием продолжающегося тангенциального сжатия γ_4 вместе с ОП складок F_4 изгибаются в складки, по осевым поверхностям которых развиваются γ_5 , имеющие нередко пегматоидный или порфиробластический характер. Последние нередко развиваются вдоль секущих разрывов (рис. 32, и). По морфологии они похожи на γ_3 , но отличаются от них возрастным положением, будучи моложе γ_4 и связанными

со вторым этапом деформаций. В гранодиоритах и основных породах γ_4 и γ_5 образуют более мощные тела, нередко без признаков деформаций. От гранодиоритов к γ_4 характерны наряду с резкими контактами постепенные переходы. Постоянно также наблюдается замещение по простирацию жильного материала γ_{1+2} и γ_3 гранитами γ_4 (рис. 37), что улавливается по укрупнению зернистости древнего жильного материала, слиянию отдельных тонких жилок в более крупные обособления, появлению в них порфиробластического граната, окруженного полевошпатовой каймой. Этот жильный материал развивается в зоне перехода от амфиболитовой фации в гранулитовую и в последней. С формированием γ_4 связаны регрессивные изменения, особенно отчетливо фиксируемые в породах гранулитовой фации.

Дайки плагиогранитов-гранодиоритов ($\gamma^{\delta 1}$) секут все упомянутые выше разновидности гранитов. С заключительными стадиями второго этапа деформаций или начальными стадиями третьего этапа связано и внедрение группы основных пород (Геологическое развитие..., 1970).

С третьим этапом деформаций связано формирование группы γ_6 (табл. 14), которая включает несколько последовательно развивающихся разновидностей. Они ориентированы по ОП складок субмеридионального и северо-восточного направления (F_6). С ними связано формирование грубополосчатых мигматитов и агматитов, или гранит-мигматитов (Лобач-Жученко и др., 1974) в зонах разрывов мощностью от нескольких метров до первых десятков и сотен метров. Среди этих гранитоидов в районе Путаари-Лохдепхья очень типичны жилы розовых лейкократовых гранитов, иногда с пегматоидными обособлениями, и жилы зонального строения, в которых полосы, обогащенные биотитом, чередуются с аплитовидными и пегматоидными разновидностями, ориентированными согласно с контактовыми поверхностями (рис. 32, л). Жилы почти мономинеральных микроклиновых пород и пегматиты секут зональные жилы.

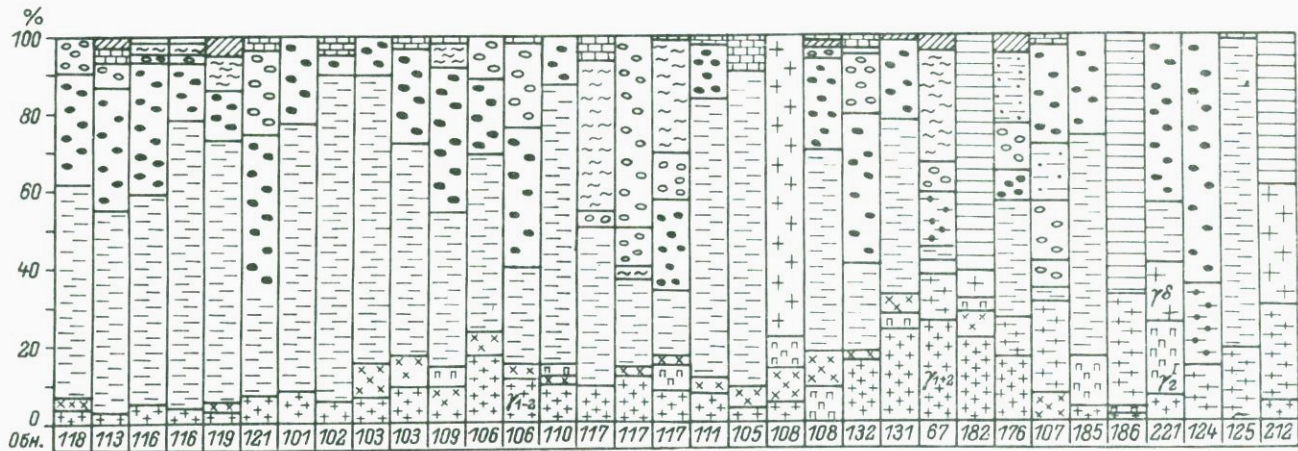
На заключительных стадиях третьего этапа деформаций происходит формирование микроклиновых гранитов γ_7 (табл. 14), слагающих Тервусский, Кузнеченский и другие массивы, известные как граниты II формационного типа (Саранчина, 1972) или постскладчатые граниты (Лобач-Жученко и др., 1974). Они приурочены к крупным разломам или их пересечениям, окружены зонами эруптивных брекчий (Саранчина, 1972), т.е. внедрение их контролировалось деформациями, реализовавшимися в жесткой среде (разломы, трещины). По составу это калиевые граниты и монзограниты, иногда повышенной щелочности, в зонах эндоконтакта иногда встречаются кварцевые диориты.

В гранитах Тервусского массива установлены ксенолиты тоналитов Лауватсарского массива, в которых развиты зоны вторичного расланцевания и мигматизации, в том числе и более поздние пегматоидные граниты, формирование которых соответственно может относиться к этапу III D. Исходя из этого, разломы северо-восточно-

го простираются, контролирующее внедрение магмы, по-видимому, относятся к более позднему этапу. Их развитие сопровождалось регрессивными преобразованиями в условиях фации зеленых сланцев (серцитизация, хлоритизация). Кроме того, в обрамлении массива устанавливается много дайковых тел мощностью 30–40 см, размещение которых контролируется пологими трещинами, т.е. внедрение калиевых гранитов происходило после того, как толши ладожской серии на уровне их кристаллизации потеряли пластичность.

Распределение жильного материала мигматитов

Выявление закономерностей распределения жильного материала мигматитов разных генераций, т.е. их количества, мощностей, равномерности размещения, кажется важным для понимания условий их формирования, генетических особенностей. Поэтому по всей изученной площади в отдельных участках обнажений измерялись мощности жил и горизонтов субстрата, представленного биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, различающимися несколько разным содержанием темноцветных минералов. Это дало возможность оценить количество жильного материала и мощности жил разных генераций. Такие измерения были сделаны на о-ве Пелотсари и прилегающих островах, где степень метаморфизма пород отвечает условиям гранат-биотит-мусковит-силлиманитовой субфации (зона I), на о-вах Риекалансари, Хавус, Тамханке, Маркар-Симонсари, где метаморфизм проявлен в более высокотемпературных условиях, т.е. в низкотемпературной части гранат-биотит-ортоклаз-кордиеритовой субфации амфиболитовой фации (зона IIa), в районе о-ва Путсари и др. (до г. Лахденлохья), где достигались условия гранулитовой фации (высокотемпературная часть гранат-биотит-ортоклаз-кордиеритовой субфации, зона IIб). Результаты, полученные для каждого обнажения, сведены на рис. 38, где последовательность расположения обнажений соответствует возрастанию степени метаморфизма с севера на юг; средние значения количеств разновидностей пород для зон показаны в табл. 15 и на рис. 39. Анализ этих данных показывает, что с повышением степени метаморфизма суммарная степень мигматизации, протекающей в несколько этапов, возрастает, так что количество жильного материала увеличивается с 2 до 45%. Попробуем оценить роль каждой генерации жил. Первый жильный материал появляется на северо-восточном берегу о-ва Пелотсари и на близлежащих островах, где количество его не превышает 5% мощности всей толщи, а в среднем составляет 2% (участок I). Преимущественным развитием пользуются жилы с мощностью до 0,5 см. В юго-западном направлении количество γ_{1+2} увеличивается в среднем до 10% при вариациях в отдельных обнажениях от 3,8 до 14%, появляются γ_3 , количество которых на южном берегу острова составляет 6%. Преимущественным развитием продолжают пользоваться жилы с мощностью до 0,5 см. В целом эти данные совпадают с результатами исследова-



- | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |

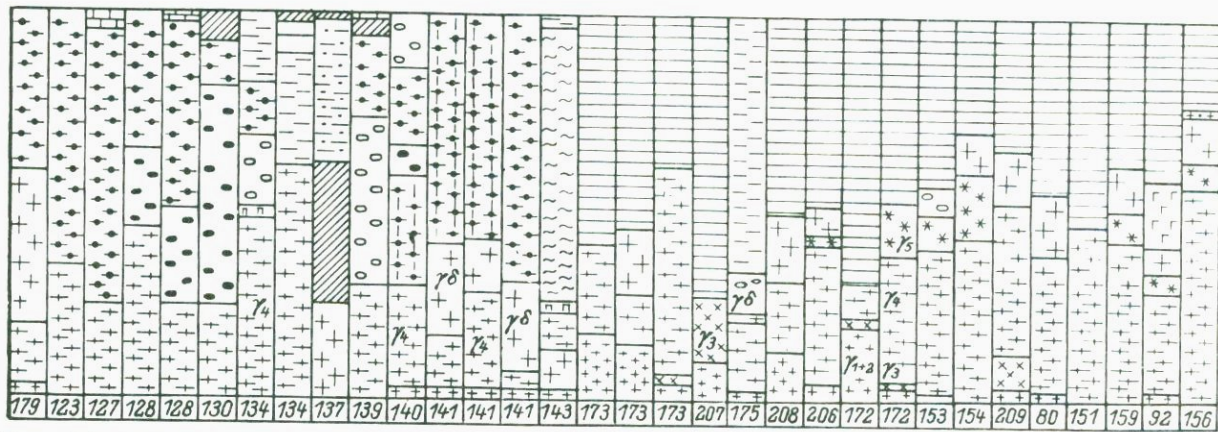


Рис. 38. Количественные соотношения жильного материала разных генераций и пород субстрата в объектах, приведенные к 100 об %.

1 - биотитовые гнейсы, 2 - биотит-мусковит-гранатовые гнейсы с очковой текстурой, 3 - сланцы с очковой текстурой, 4 - полосчатые биотитовые гнейсы, 5 - биотит-гранатовые гнейсы, 6 - куммингтонитовые гнейсы, 7 - амфиболиты, 8 - мраморы, 9 - биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы, 10 - гнейсы, не расчлененные по составу, 11 - габброиды, 12 - γ_{+2} , 13 - γ_2^1 , 14 - γ_3 , 15 - γ^0 , 16 - γ_4 , 17 - γ_5 , 18 - $\gamma^{d'}$ (поздние гранодиориты).

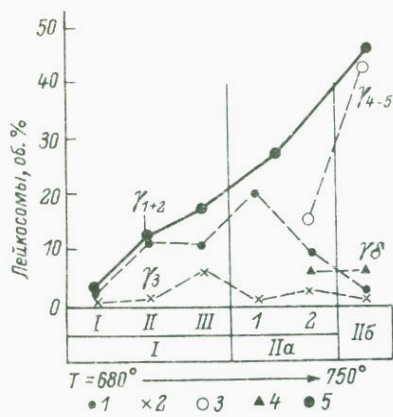


Рис. 39. Изменение количества жильного материала разных генераций (в об. %) с повышением степени метаморфизма.

I, IIа, IIб — зоны метаморфизма (I соответствует биотит-гранат-силлиманит-мусковитовой субфации, IIа — биотит-гранат-ортоклаз-кварцевой амфиболитовой фации, IIб — та же субфация, что и IIа, гранулитовая фация). I, II, III — участки в зоне I. В зоне IIа — 1-й участок, где развиты γ_{1+2} и γ_3 , и 2-й, где кроме γ_{1+2} и γ_3 присутствуют γ_{4+5} .
 1 — γ_{1+2} , 2 — γ_3 , 3 — γ_{4+5} , 4 — γ_4 , 5 — лейкосомы всех генераций.

ния А.Н. Казакова (1977а), который на основании замеров мощностей жил на о-ве Пелотсари закартировал изолинии равных содержаний жил.

С широты Ориятсари начинают появляться γ_4 и γ_5 , которые далее к югу получают преимущественное развитие, так что γ_{1+2} сохраняются в значительных количествах (до 20–25%) только в отдельных участках, где отсутствуют γ_{4+5} . Обычно их количество не превышает 2–3%, так как они замещаются γ_4 , что неоднократно наблюдалось в конкретных обнажениях, когда несколько субпараллельных жил γ_{1+2} , пересеченных γ_3 , по простиранию переходили в более мощную жилу γ_4 с гранатом. При параллельном расположении γ_{1+2} и γ_4 в ряде обнажений невозможно их объективное разделение. Суммарное их количество составляет в зоне IIа 30%. Если разделение γ_{1+2} и γ_4 оказывалось возможным, то количество первых в среднем 10%, γ_4 — 15% (табл. 15; рис. 39). В зоне IIб количество γ_4 продолжает увеличиваться, составляя 37%; содержание γ_5 , которые ранее давали отдельные редкие жилы и включены в γ_4 , достигает 6%. В трех из 17 обнажений γ_{1+2} составляют 15–20%, в двух — до 10, в остальных <1%. Доля γ_3 в целом очень незначительна, хотя в районе Ориятсари (зона IIа) имеются участки максимального развития гранитов этой генерации — до 20% (рис. 38, обн. 177–178), причем отчетливо видно развитие по ним γ_4 .

Приведенные данные показывают, что количество жильного материала γ_{1+2} отчетливо увеличивается с повышением степени метаморфизма от 0–2 до 20% в зоне II. Обычно фиксируемый более низкий процент γ_{1+2} в зонах IIа и IIб имеет вторичный характер вследствие широкого развития γ_4 , накладывающихся на более ранние мигматиты. Исчезновение γ_3 , после того как в отдельных

Т а б л и ц а 15

Средние значения количества жильного материала мигматитов в разных зонах метаморфизма

Зоны	Учес-ток	Мощность разреза, см	Количество, сб %							
			субстрат	γ_{1+2}	γ_3	γ_4	γ_5	γ^{β}	$\gamma_{1+2+3+4}$	$\gamma_{1+2+3+4+5}$
I	I	9430.1	97.6	2.3	0.1					
	II	2320.1	88.3	10.8	0.9					
	III	5011.2	83.5	10.3	6.2					
I*	1	16761.4	92.1	5.8	2.1					
		2060.3	79.8	20.8	0.2					
		19735.5	67.9	8.7	2.1	15.3		6.0		
IIa	3	6937.5	69.4						30.6	
		28733.5	69.0					4.2		26.8
IIa*		25715.0	47.8	2.3	1.1	36.7	6.0	6.1		

Примечание. I* – средние значения для зоны I в целом; IIa, 1 – средние значения рассчитаны для обнажений, где γ_4 отсутствует; IIa, 2 – средние значения для обнажений, где возможно разделение γ_{1+2} , γ_3 , γ_4 ; IIa, 3 – средние значения для обнажений, где γ_{1+2} , γ_3 и γ_4 не разделены; IIa* – расчет для зоны в целом, где γ_{1+2} , γ_3 и γ_4 объединены.

участках зоны IIa их содержание достигло $\sim 18\%$, также связано с развитием γ_4 и с тем, что в зонах IIa и IIб зарождаются идущие на смену γ_3 магмы гранодиоритов, более значительные по масштабу развития.

На рис. 40 приведено распределение жил разных генераций по мощностям. Преимущественным развитием среди γ_{1+2} во всех зонах пользуются жилы мощностью менее 5 см. Они составляют 96% всех жил и более, а среди них главная масса жил по мощности приходится на интервал 0–0.5 см. От I зоны ко II увеличивается количество жил с мощностью 0.5–1.0 см. Основная масса жил γ_3 также имеет мощность до 5 см, но характер распределения жил иной: нет такого четкого максимума, приходящегося на интервал 0–0.5 см, свойственного γ_{1+2} . Резко возрастает количество жил с мощностью 1–2 см. В мигматитах IV генерации кроме особенностей, аналогичных тем, что отмечены для γ_3 , постоянно фиксируются, хотя и в небольшом количестве, жилы мощностью более 10 см.

Наблюдаемые закономерности в распределении жил могут явиться следствием разных взаимосвязанных причин, в том числе различий в температурах формирования разных генераций мигматитов, и состояния вмещающей среды и гранитного материала. По-видимому, температура как таковая не имела особого значения, так как тогда бы различия по зонам для γ_{1+2} были бы проявлены более отчетливо. Увеличение количества жил с мощностью 0.5–1.0 см с повышением степени метаморфизма связано скорее всего с большей завершенностью, зрелостью процесса мигматитообразования. В то же время увеличение мощности жил мигматитов IV генерации определяется изменением механических свойств толщи после появления в ней жильного материала I–II, а особенно III генерации, потерей пластичности. В период формирования ранних мигматитов, близких по времени кульминации регионального метаморфизма, флишоидная толща была достаточно пластичной, так как по существу представляла собой переслаивание гнейсов и сланцев с различным, но всегда значительным количеством слюд – биотита и мусковита. Жильный материал использовал плоскости кристаллизационной сланцеватости и первичной полосчатости. Граниты γ_3 формировались уже в период разрывов, секущих раннюю кристаллизационную сланцеватость в толще, уже насыщенной γ_{1+2} и ставшей неоднородной. К периоду образования γ_4 и γ_5 ладожская гольца все больше теряла пластичность, становилась все более контрастной по составу, неоднородной по строению не только за счет формирования ранних мигматитов, но и внедрения значительных по масштабам развития тел основных пород, эндебитов в зоне гранулитовой фации и гранодиоритов. Отсюда и различия в характере развития жильного материала, хотя всегда любые плоскостные направления – сланцеватость (и ранняя и синхронная с формированием жил данной генерации) – наиболее удобна для их размещения.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

Мощность жил, см

Гистограммы распределения лейкосом разных генераций
жильям жил в интервале до 100 см (а) и до 10 см (б).

1 - $\chi_{1+2}^{II\alpha}$, 2 - $\chi_{1+2}^{II\delta}$, 3 - χ_3^I , 4 - $\chi_3^{II\alpha}$, 5 - $\chi_3^{II\delta}$,
6 - χ_6 .

По составу гранитоиды жильного материала мигматитов каждой группы варьируют от гранитов до тоналитов в зависимости от состава вмещающей толщи. В гнейсах и сланцах, обогащенных слюдой (с очковыми текстурами), в γ_1 , γ_2 , γ_3 , формирующихся в амфиболитовой фации, чаще появляются микроклинсодержащие разновидности, чем в гнейсах, бедных биотитом и мусковитом, кристаллических сланцах основного состава и габброидах. Впервые калиевый полевой шпат появляется в гнейсах очковой текстуры за счет разложения биотита и особенно часто мусковита в ассоциации с кварцем; последний сохраняется в калиевом полевоом шпате в виде округлых реликтов. Можно проследить, как калиевый полевой шпат образует линзовидные скопления вместе с мirmekитовым плагиоклазом и кварцем, которые постепенно увеличиваются в размерах (от 1–2 см в поперечнике до десятка сантиметров). Эти скопления соединяются, образуя жилы; не выдержанные по простиранию и мощности, причем характерно, что эти жилы никогда не выходят за пределы слоя очковых гнейсов и обрываются, будучи ориентированными по кристаллизационной сланцеватости, несогласной с полосчатостью, на границе с другими по составу и текстурам породами. Образование таких обособлений, по-видимому, происходило при сочетании процессов метаморфической перекристаллизации и кристаллизации расплава, возникшего здесь за счет плавления кварцслюдяных агрегатов. Это подтверждается и присутствием в таких обособлениях включений раскристаллизованного расплава.

Изучение распределения в шлифах микроклина показало, что его появление не зависит от количества жильного материала, причем по району Пелотсари не фиксируется также увеличения частоты его встречаемости от γ_{1+2} к γ_3 . Калиевый полевой шпат как в этих очковых обособлениях, так и в других мигматитовых гнейсах представлен максимальным микроклином, содержащим 5–8% альбита в твердом растворе и 10–20% в пертитах.

Главные ассоциации жильного материала γ_{1+2} и γ_3 следующие: $Bt + Pl + Qc$, $Bt + Qc + Pl + Mu$, $Bt + Pl + Qc + Mi$, $Bt + Pl + Qc + Gr + Mu + Mi$. Среди γ_{1+2} отчетливо выделяются две категории жил. Первые имеют однородное строение, распределение минералов равномерное, контакты четкие, прямолинейные, структуры гилпидиоморфные с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза над кварцем и микроклином. Текстура массивная или гнейсовидная. Вторые имеют неоднородное строение. Распределение минералов в пределах жил неравномерное, особенно в γ_0 и γ_1 . Характерны скопления кварца, который слагает также и осевые части жил, а также микроклина. Кристаллы биотита нередко прослеживаются из субстрата в тело жилы или образуют меланократовые оторочки вокруг жил, но в последнем случае они более крупные и интенсивно окрашены. Структура пород жил меняется от гранобластовой до гилпидиоморфнозернистой. В γ_3 ассоциации такие же, как в γ_{1+2} , но распределение минералов более равномерное, отчетливо проявлен идиоморф-

физм плагиоклаза относительно других минералов. Лейкосома γ_{1+2} и γ_3 всегда более крупнозернистая, чем вмещающая меланосома. Именно в таких жилах встречены включения раскристаллизованного расплава, что однозначно свидетельствует об участии процессов плавления при их образовании. Подобные включения обнаружены и в полевошатовых очках, которые столь типичны для двуслюдяных гнейсов.

Жильный материал, формирующийся в гранулитовой фации, в толще кристаллических сланцев основного состава, имеет диоритовый-монцодиоритовый состав (δ^{GP}). Преобладают ассоциации типа $Bt + Hy + Pl$, $Bt + Hy + Pl + Qu$, $Hy + Di + Pl$, $Hy + Hb + Bt + Pl$. Как правило, это бедные кварцем породы. В гнейсах, в том числе и гранатосодержащих, это более кислые разновидности (γ_{1+2}) с ассоциациями $Bt + Hy + Gr + Mi + Pl + (Qu)$, $Bt + Hy + Pl + Mi + Qu$, $Hb + Bt + Pl + Mi + (Qu)$, $Bt + Gr + Pl + Qu + Mi$. Характерны антипертитовые плагиоклазы, обилие мирмекита. Структуры гранобластовые. Обычно все эти разновидности претерпевали регрессивные изменения, аналогичные тем, которые испытали и эндербиты.

В эндербитах, развитых в районе Путсари-Лохденпохья в виде мелких тел, типичны следующие ассоциации: $Pl + (Qu) + Bt + Hy$, $Pl + (Qu) + Hb + Di$, $Pl + Qu + Mi + Hy$. Для пород этой группы, как и предыдущей, а также гнейсов и сланцев гранулитовой фации характерны широко проявленные замещения темноцветных минералов: биотита, гиперстена, роговой обманки кварц-биотитовым или кварц-роговообманковым диабластическим агрегатом. Обычно замещение начинается с краев зерен, когда по спайности биотита выделяется кварц, биотит распадается на серию игольчатых кристаллов, удлиненных по спайности. По мере развития процесса все зерно биотита полностью замещается таким агрегатом; новообразованный биотит более светлый, чем исходный. Гиперстен и амфибол нередко замещаются гломеробластическим агрегатом биотита и амфибола куммингтонитового ряда, гранат - гломеробластами биотита (или мусковита). Описанные процессы связаны с явлениями ультраметаморфизма II этапа деформаций (γ_4 и γ_5) и сопровождающего его метаморфизма.

Неизменные породы Куркиекского массива представлены гиперстеновыми и двупироксеновыми диоритами и кварцевыми диоритами. Г.М. Саранчина (1972) включает в этот комплекс также габбро-нориты и кварцевые нориты. Макроскопически это средне-крупнозернистые породы зеленовато-серого цвета с массивной, иногда трахитоидной текстурой. Структура неизменных диоритов и кварцевых диоритов гилпидиоморфная. Однако во многих случаях отчетливо проявлена наложенная сланцеватость, выраженная ориентированными кристаллами биотита, куммингтонита и зеленой роговой обманки, замещающими пироксены; при этом образуется гранобластовая структура. На северном берегу Куркиекского залива по гиперстеновым кварцевым диоритам устанавливается образование гранат-полевошатовых агрегатов. В зонах вторичной переработки преобладают по составу тоналиты и трондъемиты,

причем пироксены встречаются только в виде реликтов. Иными словами, можно предположить, что часть Куркиекского массива, сложенная тоналитами и трондjemитами, может представлять собой продукт преобразования первично-магматических габбро-диоритов, диоритов кварцевых норитов и диоритов в более кислые породы плагиогранитного ряда в результате продолжающихся процессов ультраметаморфизма и метаморфизма.

Группа диоритов-гранодиоритов района Риекалансари-Лохденпохья довольно разнообразна по составу и структурам (равномерно-зернистым, порфиробластическим). Характерной их особенностью является постоянное преобладание среди темноцветных минералов биотита. Также отмечается довольно часто гранат, но его появление, как будет показано ниже, связано с последующими процессами, не имеющими отношения к формированию данной группы. Роговая обманка встречается редко, только в случае развития гранодиоритов в основных породах. Калиевый полевой шпат, представленный исключительно микроклином с содержанием альбита в пергитах до 20% и в твердом растворе — до 11% (см. ниже), имеет реакционные соотношения с плагиоклазом, распределен неравномерно. Возможно, часть его, особенно в виде порфиробласт, концентрирующихся в зоны, связана со следующим этапом мигматитообразования (γ_4). Плагиоклаз № 25-35 идиоморфнее кварца и микроклина. Степень его идиоморфизма повышается от гранодиоритов, рожденных на месте, к хорошо обособленным телам и дайкам. Характерны такие ассоциации: $Bt + Qu + Pl$, $Bt + Pl + Qu + Mi$, $Bt + Gr + Qu + Pl \pm Mi$, $Bt + Hb + Qu + Pl$.

В отличие от этих гранодиоритов в Лаувагсарском массиве преобладают тоналиты, реже трондjemиты и кварцевые диориты. Петрография этих гранитоидов подробно описана Г.М. Саранчиной (1972). Можно только отметить отсутствие в них ромбического пироксена и присутствие диопсида, замещаемого зеленой роговой обманкой и биотитом.

В гранитоидах γ_4 , развивающихся в гранодиоритах, гнейсах и сланцах, наиболее типичными являются ассоциации с гранатом и кордиеритом: $Bt + Pl + Qu + Gr \pm Mi$, $Bt + Pl + Qu \pm Mi + Cord \pm Gr$, хотя встречаются и просто биотитовые разновидности. Гранат иногда распределен равномерно, составляя 5-10% объема породы, но часто образует скопления или отдельные крупные кристаллы до 1-2 см в поперечнике, окаймленные аплитовидными оторочками, состоящими из $Qu + Pl$, $Qu + Pl + Mi$ или кварца. В отдельных участках количество граната достигает 50%, он концентрируется в полосы, приурочивается к зальбандам жил. Такого типа гранаты развиты и в гранодиоритах, а также в слюдяных гнейсах; иногда его крупные кристаллы или мономинеральные жилки пересекают контакты жильного материала и субстрата. Судя по морфологии развития, подобный гранат является метаморфогенным, возникающим после кристаллизации лейкократовой части породы. Появление же граната в гранитоидах свидетельствует о повышении кислотности расплавов и флюидов в ходе кристаллизации породы. В породах основного со-

Т а б л и ц а 16

Процент шлифов пород с микроклином

Группа пород	Зона I			Зона IIa	Зона IIb
	участок				
	I	II	III		
γ_{1+2}	39(28)	26(23)	28(75)	41(216)	41(92)
γ_3	-	12.5(8)	48(29)	42(67)	67(9)
γ_4	-	-	-	46(218)	70(198)
γ_n	33(24)	34(35)	16(107)	12(953)	33(155)

П р и м е ч а н и е. В скобках - количество шлифов.

става, преимущественно в дометаморфических интрузивах, иногда одновременно с гранатсодержащими формируются гранитоиды, обогащенные калиевым полевым шпатом, местами с амфиболом. Калиевые полевые шпаты - микроклины с содержанием Ab в перлитах 13-40% и в твердом растворе - 6-10%, плагиоклазы содержат до 25% анортита.

Гранитоиды γ_5 во многом аналогичны γ_4 , отличаются от них большей крупнозернистостью, меньшей лейкократовостью, меньшей встречаемостью гранатсодержащих разновидностей. Их ассоциация - $Bt + Pl + Qz + Mi$. Плагиоклазы характеризуются довольно высоким содержанием анортита (№№ 30-35) для таких лейкократовых пород. Текстура обычно массивная, неравномернозернистая; структура гилпидиоморфнозернистая.

Граниты γ_6 характеризуются также отчетливой гилпидиоморфнозернистой структурой, причем идиоморфизм характерен не только для плагиоклаза (№ 32-39), но и для калиевого полевого шпата. Ассоциация очень выдержанная: $Pl + Mi + Qz + Bt$.

Граниты γ_7 - детально описаны Г.М. Саранчиной (1972). Это довольно однородные породы с содержанием биотита не более 5-7%, текстура грахитовидная, структура гилпидиоморфнозернистая: отчетлив идиоморфизм микроклина и плагиоклаза относительно кварца. Главная ассоциация - $Bt + Pl + Qz + Mi$.

Детальные исследования минерального состава жильного материала мигматитов показывают, что в пределах одного обнажения среди жил одной генерации могут быть развилки разновидности варьирующего состава, например содержание K_2O в γ_4 в обн. 142 составляет 3,45 и 0,63% (обр. 142ж, 142л). Практически рядом встречены разновидности, содержащие и не содержащие калиевый полевой шпат, обычно микроклин, причем в породах очень близкого состава - биотитовых и биотит-гранатовых гнейсах. Результаты изучения распространенности разновидностей жильного материала с микроклином по зонам метаморфизма приведены в табл. 16.

С повышением степени метаморфизма в гнейсах частота встречаемости разновидностей с микроклином (при близком содержании K_2O в породах) должна возрасти вследствие смещения реакций $Mu + Qu \rightarrow Sil + KFs$ и $Bt + Sil + Qu \rightarrow Gr + Cord + KFs$ с повышением температуры вправо. Выявленная по шлифам картина не соответствует ожидаемой. Частота встречаемости жил с микроклином для γ_3 и γ_4 увеличивается от низкотемпературных зон к высокотемпературным, а для γ_{1+2} уменьшается в I зоне, возрастает к зоне II, сохраняясь в ее пределах на одном уровне. Из экспериментов по плавлению гнейсов и гранитоидов следует, что с повышением температуры в выплавленном материале уменьшается количество калиевого полевого шпата (Винклер, Плаген, 1968), а следовательно, должна уменьшаться вероятность встречаемости жил с этим минералом. Имеющиеся данные для γ_3 , γ_4 и отчасти γ_{1+2} не согласуются с экспериментальными. Только для γ_{1+2} зоны I распределения разновидностей с микроклином согласуются с экспериментами. В то же время для ряда других регионов известно, что лейкосомы первых мигматитов по составу отвечают плагиогранитам, иногда с высоким содержанием SiO_2 (Цикличность..., 1978). Эти материалы приводят нас к выводу, что наблюдаемый характер распределения разновидностей с микроклином не объясним с позиций анатексиса в закрытой системе.

Таким образом, изучение петрографических особенностей гранитоидов и вмещающих их пород показывает, что γ_{1+2} , формирующиеся в условиях метаморфизма амфиболитовой фации на I этапе деформаций, характеризуются набором ассоциаций, типичных для условий метаморфизма этой фации, тогда как γ_{1+2} , расположенные в породах гранулитовой фации, возникли в условиях метаморфизма этой фации, о чем свидетельствует присутствие гиперстена в этих образованиях. Эндербиты располагаются только среди пород с ассоциациями гранулитовой фации, где они приурочены к структурам стадии ID_3 . Это позволяет предполагать, что они кристаллизовались в условиях данной фации метаморфизма. Вместе с тем краевые части массива эндербитов и мелкие их тела рассланцованы и изменены (в том числе гранитизированы) в условиях амфиболитовой фации. Поэтому можно думать, что после завершения кристаллизации пород, слагающих массивы, условия регионального метаморфизма и продолжающегося ультраметаморфизма в этом районе изменились до амфиболитовой фации, причем постепенно. Так, γ_3 , следующие за эндербитами, судя по минеральным парагенезисам, формировались уже в условиях амфиболитовой фации, хотя биотиты и плагиоклазы γ_3 , развитые в высокотемпературной части гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой субфации, т.е. в гранулитовой фации, являются по ряду особенностей состава более высокотемпературными, чем соответствующие минералы γ_3 более низкотемпературной зоны (см. ниже). Автохтонные гранодиориты и γ_4 формировались в условиях, когда уровень метаморфизма соответствовал амфиболитовой фации, причем, судя по ассоциации $gr - Cord - Bt$, которая накладывается на γ^d и γ_4 , последние формировались в условиях

низкотемпературной части гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой субфации. Но γ_4 развиты не только в низкотемпературной части этой субфации, но и в более высокотемпературной ее части (гранулитовая фация), поэтому породы гранулитовой фации в период формирования γ_4 претерпевают регрессивные изменения. При возникновении γ_6 (III этап деформаций) метаморфизм также не выходил за пределы условий амфиболитовой фации.

Минералы

Калиевые полевые шпаты

Было изучено более 40 образцов калиевых полевых шпатов гнейсов биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации, γ_{1+2}^1 и γ_3 , расположенных среди них, γ_4 , γ_5 и γ^D . При рентгеновском исследовании, проведенном Т.Н. Нгуй под руководством И.Е. Каменцева, использовалась стандартная методика (Каменцев, Сметанникова, 1977), что позволило определить фазовый состав, т.е. процентное содержание ортоклазового и альбитового компонентов, для чего измерялась относительная интенсивность линии 201 калиевого полевого шпата и альбита (Kuellmer, 1960). Точность определения $\pm 5\%$ Or. По положению линии 201 определялись количества альбита в твердом растворе калиевой фазы (процент $N\alpha$) и ортоклаза в натриевой фазе (процент K) (Каменцев, Сметанникова, 1977). Точность определения $\pm 2\%$. Для характеристики Al-Si упорядочения использовалось положение линий 060 и $\bar{2}04$, что позволило получить содержание Al в позиции T_1 (в дальнейшем эту величину мы называем t_1). Точность определения $t_1 \pm 0.02$. Для триклинных образцов по положению линий 131 и $\bar{1}31$ устанавливалось $t_{10} - t_{1m}$, что соответствует рентгеновской триклинности ($\Delta\rho$) калиевых полевых шпатов. Каждый образец мономинеральной фракции калиевого полевого шпата, проверенный на чистоту отбора в иммерсионном препарате, истирался в агатовой ступке и на дифрактометре ДРОН-1 снимался два раза. В качестве внешнего эталона использовался кварц. Средние значения полученных при рентгеновском исследовании различных величин для полевых шпатов гранитоидов исследованных групп приведены в табл. 17. Там же даны значения упорядоченности $\Delta\bar{Z}$ по Т.Н. Соседко (1974).

Сравнение калиевых полевых шпатов жильного материала разных генераций, гнейсов и гранодиоритов показывает, что по ряду параметров структурного состояния и состава они испытывают закономерную эволюцию во времени. От гнейсов к γ_{1+2} снижается и далее к γ^D , γ_4 , γ_5 увеличивается Al-Si упорядоченность (табл. 17),

¹ γ_{1+2} объединяют лейкосому γ_0 , γ_1 , γ_2 , но вследствие незначительности развития γ_0 и γ_1 , небольшой мощности их жил в группе преобладают минералы, отобранные из γ_2 .

Т а б л и ц а 17

Средние значения Al-Si упорядоченности и состава щелочных полевых шпатов

Параметры	gn	γ_{1+2}	γ_3	γ_4	γ_5	γ^d
t_1	0,930 0,037	0,906 0,031	0,890 0,010	0,949 0,046	0,977 0,024	0,914 0,035
$\Delta 2\theta_{131}$	0,71 0,02	0,65 0,06	0,65 0,01	0,72 0,12	0,76 0,01	0,70 0,02
Or	82,1 3,5	85,1 10,3	Не опр. "	72,8 9,5	67,7 8,1	86 5,3
Na, %	6,0 1,0	6,9 1,4	" "	8,4 1,2	8,5 1,0	9,3 2,3
K, %	1,4 2,19	0,2 0,7	" "	0,4 0,9	1,0 1,4	0,0 0,0
Δz	0,63 0,13	0,54 0,06	0,53 0,03	0,73 0,12	0,86 0,08	0,67 0,06
n	5(3)	9(5)	4(3)	11(10)	2(2)	3(3)

П р и м е ч а н и е. В скобках - число триклинных образцов, по которому рассчитано среднее $\Delta 2\theta_{131}$. В группу γ^d для расчета среднего значения t_1 добавлены данные для пяти образцов: 0,92, 0,92, 0,90, 0,87, 0,86.

рассчитанная по методике И.Е. Каменцева и О.Г. Сметанниковой (1977) или по Т.Н. Соседко (1974). Основная масса образцов, как отмечалось ранее, представлена микроклином, причем если в гнейсах из пяти образцов - три микроклина, в γ_{1+2} из девяти - пять микроклинов, в γ_4 из 11 - 10 микроклинов, то в γ^d и γ_5 все образцы - микроклины. Ранее было показано, что для метаморфизма кианит-силлиманитового типа устанавливается обратная корреляционная связь между t_1 и температурой метаморфизма для автохтонных гранитоидов, обычно синметаморфических (Седова и др., 1982). Это подтверждается и данными по ладожским гранитоидам. Так, гранодиориты, более высокотемпературные образования ($T = 780-800^\circ$), чем γ_{1+2} , содержат калиевые полевые шпаты близкой к ним упорядоченности (табл. 17). Нахождение ортоклазов в пределах некоторых групп гранитоидов, как и наличие решетки в триклинных разновидностях, свидетельствует о том, что первоначально щелочной полевой шпат кристаллизовался в виде неупорядоченной формы, которая превращалась в условиях метаморфизма амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа в упорядоченную. Так как сохранность моноклинных форм лучше в наиболее древних гранитах и гнейсах, упорядоченность в них ниже, чем в более молодых (γ^d , γ_4 и γ_5), можно полагать, что перераспределение Al по тетраэдрам происходило одновременно с кристаллизацией и практически заканчивалось в период кристаллизации

породы. При этом скорость роста щелочных полевых шпатов в γ_{1+2} и гнейсах была несколько выше скорости упорядочения в отличие от того, что свойственно для γ_4 и γ_5 . Возможно, это связано с различным характером гранитообразования: при формировании последних (а они развиваются и по гранодиоритам) имели место не только процессы анатексиса, но и метасоматоза; и в целом можно говорить о большей интенсивности и завершенности процессов гранитообразования на этом этапе, о чем свидетельствует сама морфология γ_4 и γ_5 .

При близком содержании альбита в пертитах щелочных полевых шпатов гнейсов, γ_{1+2} и γ_4 намечаются возрастание альбита в твердом растворе в ортоклазовой фазе и уменьшение ортоклаза в альбитовой фазе. Щелочные полевые шпаты γ_4 и γ_5 при большем содержании альбитовых пертитов (табл. 17) по сравнению с γ_{1+2} содержат больше изоморфного Na в ортоклазовой фазе и K — в альбитовой. Различия в содержании изоморфных K и Na в соответствующих фазах можно было бы объяснить тем, что в разных группах гранитоидов распад щелочного полевого шпата заканчивается при разных температурах или давлениях: чем ниже температура распада, тем меньше изоморфного Na сохраняется в калиевой фазе и K в натровой фазе. Давление (при $T = \text{const}$) действует в противоположном направлении (Orville, 1963; Luth, Tuttle, 1966). Если с таких позиций сравнивать щелочные полевые шпаты γ_{1+2} и γ_4 , то в последних распад завершился при более высоких температурах или при более низких давлениях. В целом же, судя по несогласованности изменения средних содержаний Na и K в соответствующих фазах следует считать, что не только температура и давление влияют на состав распавшихся фаз, но и другие факторы, в частности состав флюидной фазы, под влиянием которого может происходить селективная очистка полевошпатовых фаз. Кроме того, положение линий полевошпатового сольвуса, полученных в экспериментах, меняется в зависимости от состава использованных гелей, в частности соотношения в них щелочей, их избытка в виде NaCl и KCl, избытка Al_2O_3 . Это является свидетельством того, что те закономерности, которые следуют из экспериментов, являются упрощенными и не всегда применимы к природным объектам.

К.В. Орловской количественно-спектральным методом в калиевых полевых шпатах определялись содержания Ba, Sr, Ca и Pb (табл. 18).

По средним содержаниям этих элементов калиевые полевые шпаты гранитоидов разных генераций мало отличаются друг от друга. Только в γ_{1+2} по сравнению с γ_4 они характеризуются более высокими содержаниями Ba и Pb и меньшими Sr. Высокие содержания Ba и особенно Sr характерны для калиевых полевых шпатов гранодиоритов. Если обычно Ba преобладает над Sr, то для γ_4 их содержания становятся в ряде случаев равными друг другу. Содержания Ca увеличиваются от полевых шпатов гнейсов и γ_{1+2} к более поздним образованиям. Характерно возрастание

Т а б л и ц а 18

Средние составы калиевых полевых шпатов (в г/т)

	g_n	γ_{1+2}	γ_3	γ_4	γ_4^{β}
Ba	1670	2270	1550	1513	2175
	952	895	321	764	1110
	57	39	21	50	51
Pb	136	168	105	96	72
	18	38	44	39	45
	13	23	42	41	22
Ca	1300	2400	4900	4200	3925
	883	2780	400	887	3380
	68	115	69	69	86
Sr	1084	824	832	1541	1574
	886	362	358	1332	1083
	82	44	43	86	69
Σv	220	221	175	246	228
Sr/Ba	0.71	0,38	0.56	1.09	0,77
	0.32	0,10	0.26	0.65	0.46
	45.07	26,31	46.43	59.63	59,74
Ca/Sr	1.14	2,87	6.58	4.32	2,50
	0.94	3,28	6.05	4.22	2,17
	82.45	114,28	94.94	97.68	86,80
Ca/Ba	0.80	1,14	3.39	4.49	2,12
	0.38	1,53	2.76	4.58	1,87
	47.50	134,21	81.41	102,00	88,21
n	5	10	4	14	8

дисперсий средних содержаний исследованных элементов от γ_{1+2} и гнейсов к γ_4^{β} и γ_4 через минимальные ее значения для γ_3 , что видно по суммарному значению коэффициентов вариаций Σv (табл. 18)

Д.С. Коржинским (1966) было показано, что увеличение содержания в минерале кислотного элемента относительно более основного должно соответствовать возрастанию кислотности среды минералообразования. Возрастание отношений Sr/Ba, Ca/Sr и Ca/Ba, в которых числитель — более кислотный элемент, характеризующийся меньшей электроположительностью по сравнению со знаменателем, свидетельствует о повышении кислотности при прочих равных условиях, прежде всего при фиксированной температуре. Из табл. 18 видно, что от гнейсов к γ_{1+2} средние значения Sr/Ba значительно уменьшаются, а затем последовательно возрастают к γ_4 . Для γ_4 также характерны максимальные значения Ca/Ba, хотя характер изменения этого отношения во временной последовательности гранитоидов несколько иной — плавное изменение нарушается резким возрастанием его в γ_3 . Таков же характер изменения Ca/Sr отношения.

Составы плаггиоклазов определялись иммерсионным методом. Для восьми образцов рассчитывалась упорядоченность по методам Слеммонса (индекс упорядоченности - ИУ, Slommons, 1962) и И.Е. Каменцева (индекс структурной упорядоченности - ИСУ, Каменцев, Блюмштейн, 1974) по положению пиков 131 и $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ и номеру плаггиоклаза. Для 11 образцов К.В. Орловской был сделан количественно-спектральный анализ на Ba, Sr, Ca, Pb. Измерение номеров плаггиоклазов для биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, являющихся субстратом для жильного материала, показало постепенное возрастание в нем содержания анортита с 25% для биотит-мусковит-гранат-силлиманитовой субфации (I) до 30-35% в низкотемпературной части биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации (IIa амфиболитовая фация) и до 35-40% в высокотемпературной части этой субфации (IIб, гранулитовая фация). Это подтверждается высоким значением рангового коэффициента корреляции Спирмена ($\rho=0.739$, $n=44$, Миллер, Кан, 1965). Возрастание номера плаггиоклаза установлено и для γ_{1+2} : в субфации I развиты плаггиоклазы № 25-27, в субфации IIa - № 30-37, IIб - № 35-40 (рис. 41), $\rho=0.805$, $n=19$. Такая же закономерность установлена и для γ_3 . В то же время для γ_4 не фиксируется в связи с повышением метаморфизма направленного изменения состава плаггиоклаза ($\rho=0.317$, $n=32$). При значительных вариациях содержания анортита от 25 до 45% преобладают плаггиоклазы № 30-35 (рис. 41). В γ_6 встречены также плаггиоклазы довольно основного состава - № 33-36. В гранодиоритах вариации его состава укладываются в интервал 30-35% An, в эндербитах - 35-45%. Эта направленность в повышении основности плаггиоклаза в связи с повышением степени метаморфизма обусловлена согласованным с ними возрастанием температуры образования жильного материала, что подтверждается данными по включениям раскристаллизованного расплава, а также появлением в жильном материале гиперстена. В целом же плаггиоклазы исследованных гранитоидов характеризуются более высоким содержанием анортита в отличие от ультраметаморфогенных гранитоидов, связанных с дистен-силлиманитовым типом метаморфизма (Эволюция вещества..., 1972; Нгуй и др., 1979). Это связано с тем, что низкое давление способствует вхождению Ca в структуру плаггиоклаза, тогда как повышение давления облегчает вхождение Nd.

Ограниченное количество рентгеновских определений, как и данных количественно-спектрального анализа, не дает нам возможности установить закономерности эволюции этих параметров. Можно отметить только, что плаггиоклазы характеризуются умеренной величиной ИСУ, более низкой, чем это свойственно плаггиоклазам пород, метаморфизованных в режиме дистен-силлиманитового типа (Нгуй и др., 1979). Это может быть обусловлено более основным составом плаггиоклаза, так как последние при тех же условиях упорядочиваются труднее, чем более кислые. По содержанию Ba, Sr и Pb нет различий между плаггиоклазами четырех групп гранитоидов.

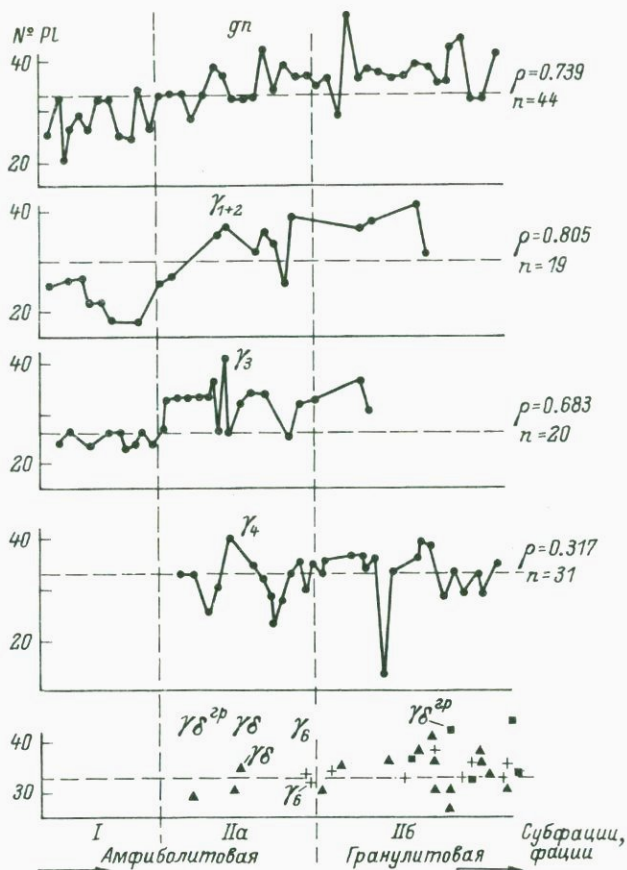


Рис. 41. Тренд изменения состава плагиоклаза с повышением степени метаморфизма.

В отличие от калиевых полевых шпатов в плагиоклазах Sr преобладает над Ba (табл. 19).

Соотношение составов плагиоклазов в парах «субстрат- жильный материал» отражает генетические черты мигматитов. Экспериментально было показано, что при анатексисе в глинах, гнейсах и гранодиоритах-тоналитах в выплавленном материале возникают более кислые плагиоклазы, чем в исходной породе (Винклер, Платен, 1968; Piwinski, Wyllie, 1970; и др.). В связи с этим остановимся на результатах сравнения пар плагиоклазов «меланосомалейкосом» для разных генераций мигматитов (табл. 20).

В большинстве случаев содержание An в плагиоклазах γ_{1+2} и γ_3 и вмещающем субстрате одинаково (67 и 59%) или даже плагиоклазы в гранитах более основные, чем в гнейсах (20 и 29%), что не согласуется с результатами экспериментов по селективно-

Т а б л и ц а 19

Содержание элементов в плагиоклазах и величины упорядоченности

Группа пород	Номер образца	Ba	Pb	Cu	Sr	Ca, вес. %	ИУ	ИСУ
		г/т						
γ_{1+2}	60	60	30	1	720	4,0	76	56
	60а	180	30	1	1000	5,2	76	55
	60б/2	60	30	1	500	2,9	76	56
γ_3	208и	90	37	1	1000	2,5		
	85з	60	30	1	480	3,6	79	56
γ_4	73д	90	30	2	430	2,1		
	142з	290	38	1	1250	4,5	93	63
$\gamma^{\text{д}}$	149а	130	37	1	1900	4,2		
	150м	80	35	1	570	3,0	85	63
	208б	90	35	1	860	3,0	79	59
	96в	100	30	14	700	6,4	78	59

Т а б л и ц а 20

Процент совпадений и несовпадений номеров плагиоклазов (по результатам иммерсионных измерений) в парах „меланосома-лейкосома“

Группа пород	n	Процент случаев		
		$N^{\circ}PL_{gn} = N^{\circ}PL_{\gamma}$	$N^{\circ}PL_{gn} > N^{\circ}PL_{\gamma}$	$N^{\circ}PL_{gn} < N^{\circ}PL_{\gamma}$
$gn \rightarrow \gamma_{1+2}$	30	67	20	13
$gn \rightarrow \gamma_3$	34	59	29	12
$gn \rightarrow \gamma_4$	35	46	51	3

му плавлению. Имеются случаи, когда плагиоклазы гранитов более кислые, чем в субстрате (13 и 20%), что совпадает с данными экспериментальных работ. Но даже в этих случаях разница в их составах, составляющая 2–6 номеров, значительно меньше, чем в экспериментах. В мигматитах 1У генерации в 50% случаев составы плагиоклазов лейкосомы и мелансомы совпадают, а в 50% содержание анортита в плагиоклазе уменьшается от субстрата к жильному материалу в среднем на пять номеров. Случаи несовпадений составов плагиоклазов, которые, казалось бы, подтверждают анатектический способ мигматитообразования, для γ_4 более, чем для γ_{1+2} и γ_3 , приходится на высокотемпературную зону метаморфизма (IIб). Выше было показано, что основность плагиоклаза в гнейсах возрастает с повышением степени метаморфизма, т.е. в зоне IIб плагиоклазы более основные, чем в зоне IIа. γ_4 возникали после становления метаморфической зональности. Температура их кристалли-

зации в зоне IIa и IIб одинакова, что подтверждается близкими составами их плагиоклазов (максимальная частота встречаемости приходится на плагиоклазы с содержанием $Al_{33-35\%}$) и составляет $720^{\circ}C$ (см. далее). Это совпадает с температурой предшествующего метаморфизма в зоне IIa и на 50° ниже, чем в зоне IIб, т.е. процесс мигматитообразования для зоны IIб являлся регрессивным, и в ряде случаев плагиоклазы в них оказывались реликтовыми, сохранившими „память“ о более раннем метаморфизме.

Биотиты

Как и полевые шпаты, биотиты встречены во всех разновидностях гранитоидов и в субстрате. Химически было проанализировано 25 проб биотитов меланосомы (биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы), 23 лейкосомы трех генераций (γ_{1+2}^v , γ_3^v , γ_4^v), четыре — автохтонных гранодиоритов ($\gamma^{d^{11}}$), расположенных в обнажениях, где непосредственно видны их переходы в мигматиты, четыре — перемещенных гранодиоритов, прорывающих породы гранулитовой фации ($\gamma^{d^{12}}$). Были использованы результаты семи анализов биотита, приведенные в монографии Г.М. Саранчиной (1972) и принадлежащие к интрузивным гранодиоритам ($\gamma^{d^{12}}$), тервусским гранитам (γ_7^T) и эндербитам ($\gamma^{d^{1P}}$). Ввиду того что основные закономерности связей состава биотита с условиями кристаллизации и составом породы уже установлены (Другова, Глебовицкий, 1965; Седова, Дук, 1970; Ушакова, 1971, 1980), а наши материалы не противоречат общеизвестным выводам, мы стремились решить лишь специальные вопросы о поведении этого минерала в процессе ультраметаморфизма, которые сводятся к следующему: 1) существует ли закономерная эволюция состава биотита при последовательном развитии процессов ультраметаморфизма, и если существует, то с чем она связана; 2) есть ли существенные отличия в составе биотитов жильного материала и исходного для него субстрата; 3) отражается ли на составе биотита субстрата и жильного материала возрастание степени метаморфизма в интервале порядка $100^{\circ}C$ от начала появления мигматитов (амфиболитовая фация) до зоны гранулитовой фации. Средние химические составы биотитов и некоторые их коэффициенты приведены в табл. 21.

По составу биотиты γ_{1+2}^v , γ_3^v , γ_4^v и автохтонных $\gamma^{d^{12}}$ довольно близки друг к другу. Они характеризуются высокой глиноземистостью ($K_{Ac} \geq 25\%$), что типично для гранитоидов низкой щелочности (Маракушев, Тарарин, 1965). Это подтверждается и минеральным составом гранитоидов, часто содержащих в ассоциациях гранат, свидетельствующий о высокой кислотности среды минералообразования. Железистость их около 50% и выше, некоторое ее понижение отмечается для γ_{1+2}^v в зоне гранат-биотит-кордиерит-силлиманит-ортоклазовой субфации (см. ниже). Сравнение составов биотитов по группам гранитоидов в целом γ_{1+2}^v , γ_3^v , γ_4^v и $\gamma^{d^{12}}$ по непараметрическим критериям Ван-дер-Вардена (1960) и Розебума (Коган,

Рубо, 1971) показывает, что по всем параметрам они очень близки друг другу; только содержание Mn более низкое в биотитах из γ_4 , чем из γ_{1+2} и γ_3 . Некоторые различия фиксируются по содержанию Ni и Ba (табл. 21), которое выше в биотитах γ_{1+2} по сравнению с γ_0 . Эта выдержанность составов исследуемого минерала свидетельствует о близости условий в течение двух последовательных стадий ультраметаморфизма. Биотиты гранитоидов Тервусского массива (γ_7^T), связанных с III этапом деформаций, характеризуются более высокой железистостью. В перемещенных гранодиоритах γ_0^D , расположенных среди пород гранулитовой фации, биотиты по сравнению с автохтонными гранодиоритами отличаются более высокими содержаниями Ti и значениями отношения $\frac{K+Na}{Al}$, более низкой величиной K_{Al} при близкой железистости. Еще более высокое содержание Ti при более низкой железистости свойственно биотитам эндрбитов. Из всех биотитов последние наименее глиноземистые (табл. 21).

Сравнение биотитов гнейсов, жильного материала и интрузивных пород (табл. 22) показало, что в первых двух группах биотиты в целом очень близки как по содержанию породообразующих окислов, так и по используемым параметрам ($F_0, f_0, K_{Al}, Al_{IV}, Al_{VI}$) и концентрациям редких элементов (табл. 21). Только содержание H_2O значимо более высокое в биотитах жильного материала. В то же время в гнейсах и интрузивных породах, жильном материале и интрузивных породах биотиты сильно отличаются. Биотиты последних по сравнению с биотитами лейкосомы содержат больше Si, Ti, Ca, меньше Al и H_2O и соответственно являются менее глиноземистыми и более щелочными — в них более низкие Al_{VI} и Al_{IV} (табл. 21). Близкие отличия получаются и при сравнении их с биотитами гнейсов. Эти отличия определяются условиями кристаллизации (в основном T и pH среды минералообразования) и составами пород. Для интрузивных пород температуры кристаллизации более высокие, а давления более низкие (см. ниже), чем для субстрата и жильного материала. Сходство составов биотитов последних свидетельствует о близости условий формирования и подтверждается исследованиями биотитов в парах „меланосома–лейкосома“.

Изучение биотитов пар „меланосома–лейкосома“ показывает, что, несмотря на ограниченное количество анализов, можно наметить некоторые тенденции в поведении ряда элементов. В табл. 23 приведены результаты такого сравнения. Характерно для большинства элементов и параметров отсутствие направленных изменений в составе биотитов для трех групп мигматитов и гранодиоритов, развивающихся по ранним мигматитам. Исключения представляют преимущественно Fe^{II}, Fe^{III}, Mg и редкие элементы группы Fe. Так, от субстрата к γ_{1+2} в биотитах несколько возрастает содержание Fe^{III} и Fe^{II} (в 6 парах из 8), и соответственно f_0 , содержание Mg не меняется и вследствие этого железистость не меняется закономерно. Возрастает содержание Ni, Zr, значение Ni/Co отношения. При формировании γ_3^V эти тенденции проявлены еще менее четко, в то же время содержания Cr, Ni, V, Co отчетливо умень-

Таблица 21

Средние составы биотитов гнейсов, жильного материала и интрузивных пород

	gn	$\gamma_{1+2+3+4}$	$\gamma_2 + \gamma_3 + \gamma_4$	γ_{1+2}	γ_3	γ_4	γ_7^T	γ_n^d	$\gamma_n^{d,FP}$	$\gamma_n^{d,1}$	$\gamma_n^{d,2}$
SiO ₂	35.05	34.67	35.51	34.88	34.58	34.52	34.34	35.61	36.85	34.79	36.03
TiO ₂	0.41	0.61	1.64	0.76	0.49	0.57	0.97	1.65	1.94		
Al ₂ O ₃	2.69	2.50	3.34	2.43	2.54	2.53	2.81	3.18	4.82	2.51	3.52
Fe ₂ O ₃	0.48	0.45	0.82	0.39	0.43	0.62	0.54	0.59	0.03		
FeO	19.35	19.28	17.23	19.16	19.54	19.04	18.33	17.49	14.39	19.01	16.88
MnO	0.75	0.71	2.00	0.94	0.61	0.42	0.31	1.97	0.63		
MgO	1.53	1.58	1.60	1.80	1.46	1.46	2.03	1.52	1.31	1.73	1.42
CaO	0.35	0.48	0.52	0.53	0.38	0.53	0.62	0.50	0.18		
Na ₂ O	17.79	18.38	19.34	17.84	18.59	18.77	20.40	19.16	18.59	18.88	19.30
K ₂ O	1.09	1.11	2.08	1.55	0.63	0.82	2.70	2.08	1.48		
F	0.13	0.14	0.14	0.16	0.18	0.07	0.14	0.15	0.10	0.16	0.15
H ₂ O	0.09	0.07	0.06	0.08	0.05	0.01	0.09	0.05	0.07		
C	9.91	9.64	9.43	9.86	9.43	9.65	8.27	9.41	11.26	9.10	9.56
P ₂ O ₅	0.84	1.01	1.30	1.41	0.73	0.83	1.25	0.98	0.54		
H ₂ O ₁₀₅	0.10	0.09	0.46	0.02	0.09	0.18	0.60	0.43	0.37	0.07	0.60
He опр.	0.19	0.09	0.37	0.02	0.09	0.08	0.32	0.42	0.37	0.03	0.29
He обн.	0.13	0.13	0.19	0.12	0.12	0.16	0.13	0.23	0.09	0.09	0.07
He обн.	0.04	0.06	0.29	0.05	0.07	0.06	0.01	0.37	0.07	0.07	0.10
He обн.	9.38	9.20	9.03	9.31	9.10	9.19	9.10	9.00	9.09	9.30	8.84
He обн.	0.27	0.42	0.63	0.27	0.60	0.23	0.76	0.64	0.89		
He обн.	0.29	0.28	0.44	0.32	0.24	0.28	He опр.	0.42	0.54	0.31	0.53
He обн.	0.10	0.10	0.13	0.08	0.09	0.14	-	0.13	0.00		
He обн.	3.69	3.96	3.33	4.02	3.98	3.80	3.89	3.27	2.78	0.04	3.27
He обн.	0.28	0.31	0.64	0.36	0.30	0.24	0.63	0.61	0.02		
He обн.	0.05	0.08	0.06	0.06	0.06	0.11	He опр.	0.07	0.01	0.09	0.07
He обн.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0.09	0.10	0.09	He обн.	0.10
He обн.	99.98	99.85	100.01	99.92	99.74	99.47	He обн.	0.10	0.14	0.10	0.10
He обн.	0.34	0.41	0.38	0.25	0.33	0.39	0.54	0.32	0.00	99.86	99.76
n ₁	26	23	14	8	9	6	3	9	2	3	6

f ₀	52.95	53.58	55.41	52.28	53.99	54.70	59.91	55.23	49.43	55.03	55.34
K _{Al}	4.30	3.78	5.71	5.35	2.75	1.84	6.53	4.11	3.45		
$\frac{K+Na}{Al}$	7.08	7.07	6.82	8.09	6.49	6.58	8.22	6.57	5.80	7.51	6.10
Al _{IV}	1.56	1.98	1.97	2.20	1.44	2.14	2.33	1.92	0.53		
Al _{VI}	25.88	25.75	23.28	25.67	26.04	25.43	24.80	23.64	19.41	25.41	22.75
n ₂	1.10	1.25	1.98	1.46	0.77	0.52	0.16	2.20	0.98		
Al _{IV}	55.03	52.70	59.78	53.96	50.95	53.66	55.23	59.17	69.39	54.04	61.73
Al _{VI}	4.84	3.89	4.95	3.53	4.50	0.90	5.06	6.17	2.31		
Al _{VI}	2.72	2.73	2.61	2.68	2.77	2.76	2.73	2.61	2.45	2.71	2.56
Al _{VI}	0.07	0.10	0.18	0.15	0.09	0.05	0.09	0.23	0.18		
Al _{VI}	0.72	0.70	0.46	0.71	0.72	0.68	0.57	0.60	0.11	0.70	0.40
Al _{VI}	0.17	0.08	0.10	0.09	0.11	0.07	0.12	0.29	0.01		
n ₂	23	24	He опр.	7	11	6	He опр.	6	He опр.	3	3
Ba	1492	1658	"	1521	1408	2275	"	1450	"	2217	2300
Pb	11	14	"	14	14	13	"	9	"	13	12
Cr	577	576	"	486	718	420	"	467	"	573	267
Ni	230	220	"	297	209	149	"	274	"	147	183
V	490	490	"	448	395	715	"	525	"	650	780
Cu	8	8	"	8	9	6	"	26	"	9	7
Zr	56	111	"	121	66	182	"	172	"	28	336
Co	102	88	"	103	82	80	"	86	"	71	88
Sc	56	36	"	39	32	35	"	47	"	52	17
Yb	<3	<3	"	<3	<3	<3	"	<3	"	<3	<3
Na/Co	2.20	2.95	"	3.11	2.50	3.58	"	1.93	"	2.10	1.75

Примечание. n₁ - количество силикатных анализов биотитов в группе, n₂ - количество анализов на микроэлементы. Обозначения: gn - гнейсы, γ_{1+2} , γ_3 , γ_4 - жильный материал I, II, III и IV генераций, γ_7^T - граниты Тервусского массива, γ_n^d - гранодиориты Пурсари, $\gamma_n^{d,1}$ - автохтонные гранодиориты, $\gamma_n^{d,2}$ - параавтохтонные гранодиориты, $\gamma_n^{d,FP}$ - эндербиты, $K_{Al} = \frac{Al \cdot 100}{Si + Al + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn} \cdot 100$, $f_0 = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} \cdot 100$, Al_{IV} и Al_{VI} - количество Al в тетраэдрической и октаэдрической координациях.

Таблица 22

Сравнение средних составов биотитов гнейсов, жильного материала и интрузивных пород

Группы пород		Признаки сравнения	ПЗУЗ	РМ	Элементы и параметры, по которым различия с 95%-й вероятностью значимы
I	II				
gn (26) (21)	$\gamma_{1+2} + \gamma_3 + \gamma_4$ (23)	1	0,432	1.2	H ₂ O-
		2	0,364	0.8	Нет различий
		3	0,390	1.0	"
gn	$\gamma_2 + \gamma_3^{gr} + \gamma_4^{gr}$ (26)	1	0,006	2.5	TiO ₂ -, Al ₂ O ₃ +, FeO-, CaO-, K ₂ O+, H ₂ O+
(26)	(14)	2	0,001	2.0	$K_{\bar{v}}^+$, $\frac{K+Na}{Al}$ Al _v ⁻ + Al _v ⁻
(21)	$\gamma_{1+2} + \gamma_3 + \gamma_4$	3	0,465	1.7	Нет различий
	$\gamma_2 + \gamma_3^{gr} + \gamma_4^{gr}$ (6)	1	0,011	2.4	SiO ₂ -, TiO ₂ -, Al+, CaO-, H ₂ O
(23)	(14)	2	0,002	1.9	K_{Al}^+ , $\frac{K+Na}{Al}$, Al _v ⁻ + Al _v ⁻
(26)	(6)	3	0,303	1.8	V-

Примечание. В скобках — количество анализов в каждой группе. Дискриминантная функция рассчитывалась для породообразующих элементов (1), для параметров состава биотитов (2), для редких элементов (3). Знаки "+", "-" около элемента или параметра означают, что его содержание или его значение выше (ниже) в I из сравниваемых групп относительно II.

шаются в биотитах γ_3 по сравнению с гнейсами. В то же время от субстрата к γ_4 в биотитах отчетливо возрастает содержание Fe и Mn, уменьшается Mg и Sr, откуда увеличивается железистость. Биотиты гранодиоритов и субстрата почти не отличимы по составу, проявляется слабая тенденция обогащения первых Ba, V, Cu. Итак, близость состава биотитов в парах "субстрат-жильный материал", свойственная ранним мигматитам и гранодиоритам (табл. 21), свидетельствует о равновесности состава субстрата и жильного материала ранних мигматитов.

Для ответа на последний из поставленных вопросов — отражает ли состав биотита повышение степени метаморфизма — использованы два статистических метода — одномерный тренд и сравнение с помощью непараметрических критериев Розебума и Ван-дер-Вардена составов биотитов пород двух субфаций: более низкотемпературной, гранат-биотит-силлиманит-мусковитовой (I) и более высокотемпературной гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой (II). Граниты γ_{1+2} и γ_3 располагаются в субфациях I, II и соответственно

Т а б л и ц а 23

Характеристика поведения порообразующих и редких элементов в парах биотитов „субстрат (γn)–автохтонный гранитоид (γ_1, γ^d)”

	Число случаев														
	$\gamma n \rightarrow \gamma_{1+2}$			$\gamma n \rightarrow \gamma_3$			$\gamma n \rightarrow \gamma_4$			$\gamma n \rightarrow \gamma^d$			$\gamma n \rightarrow \gamma_{1+2} + \gamma_3 + \gamma_4$		
	+	±	-	+	±	-	+	±	-	+	±	-	+	±	-
SiO ₂	1	4	3		6	2		4	2	1	4		1	14	7
TiO ₂	2	1	5	3	1	4	3		3		3	2	8	2	12
Al ₂ O ₃	3	2	3	1	5	2	2	2	2	1	1	3	3	9	7
Fe ₂ O ₃	6		2	4	1	3	3		3	3		2	13	1	8
FeO	6		2	5	2	1	6			2	2	1	17	2	3
MnO	3	1	4	3	1	4	5		1	3	1	1	11	2	9
MgO	3	1	4	1	5	2			6		2	3	4	6	12
Na ₂ O	6		2	4	1	3	3	1	2	3		2	13	2	7
K ₂ O	2	4	2	2	5	3	2	1	3		1	4	4	10	8
Al _{IV}		6	2	3	5		2	4			2	2	5	15	2
Al _{VI}	4		4	3		5	3		3	3		2	11		11
F	1	5	2	3	4	1	5		1	3	1	1	9	9	4
f _o	5		3	5		3	4		2	3		2	14		8
$\frac{K_{Al}}{K+Na}$	2	4	2		7	1	1	3	2	2		2	3	14	5
$\frac{Al}{Al}$	2	3	3	2	2	4	3		3	2		3	7	5	10
n		8			8			6			5			22	
Bα	1		4	3	2	5	4		2	4		1	8	2	11
Pz	1	2	2	1	6	3	1	4	1	1	3	1	3	12	6
Cr	1		4	3		7	1		5	2		3	5		16
N ₁	2		3	4		6	3		3	1	1	3	9		12
V	3		2	1		9	3		3	4		1	7		14
CO	3		2	3	1	6	3		3	3		2	9	1	11
Cu	1	2	2	4	1	5	5		1	4		1	10	3	8
Sc	2	2	1	1		9			6	1		4	3	2	16
Zr	4		1	6		4	3		3	3		2	13		8
Ni/CO	4		1	5		5	5		1	2		3	14		7
n		5			10			6			5			21	

П р и м е ч а н и е. n – количество пар биотитов „субстрат–гранитоид”. Знак „+” обозначает увеличение содержания элемента в биотите жильного материала по сравнению с биотитом исходного субстрата, „-” – уменьшение содержания элемента, „±” – отсутствие изменения содержания элемента в биотитах.

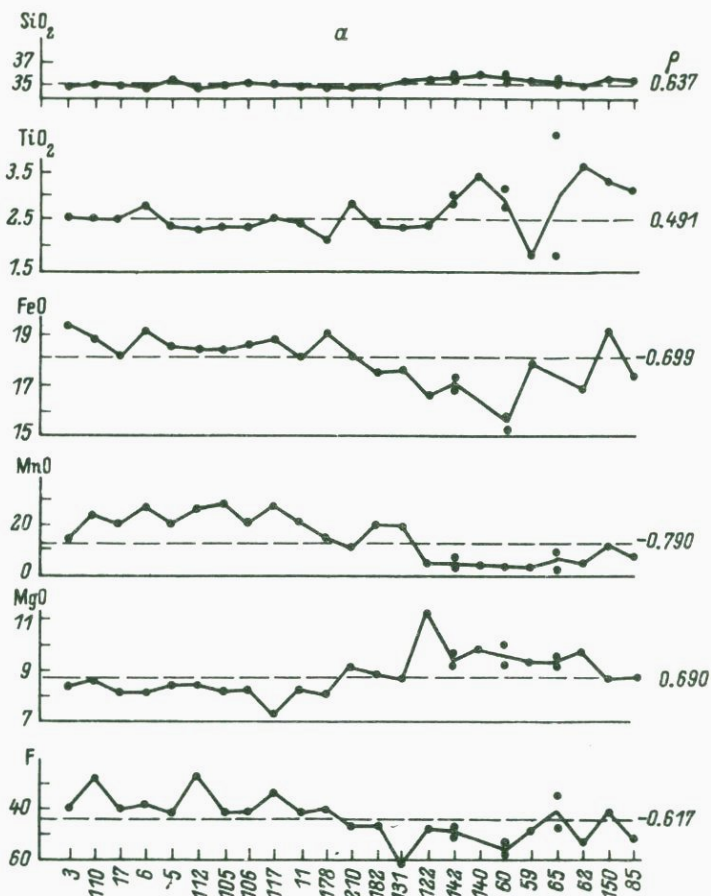


Рис. 42. Тренд изменения состава биотита меланосомы (а) и лейкосомы (б) с повышением степени метаморфизма (слева направо).

1 - γ_{1+2} , 2 - γ_3 , 3 - γ_4 , 4 - γ_0^{δ} .

обозначаются γ_{1+2}^I , $\gamma_{1+2}^{II\alpha}$, $\gamma_{1+2}^{II\delta}$. Со II субфацией совпадает зона развития γ_4 , которые в субфации I отсутствуют полностью, и γ_3 , которые появляются иногда и в зонах более слабого метаморфизма, но в виде перемещенных интрузивных тел. Результаты такого сравнения приведены на рис. 42, табл. 24. Биотиты гнейсов субфации II в отличие от I характеризуются значимо более высокими содержаниями Si, Ti, Mg, Ba, Cr, Ni, низкими Fe^{2+} , Mn, Sc, Cu и соответственно низкой железистостью (F) и высокой щелочностью ($\frac{Na+K}{Al}$). Для γ_{1+2}^{II} и γ_3^{II} в отличие от соответствующих гранитов I субфации биотиты содержат больше Si, Ti, Mg, Ba, Cr, Ni, V, меньше Fe^{2+} , H_2O , Mg, Al, т.е. характер изменений в биотитах ранних гранитов и гнейсов с повышением ме-

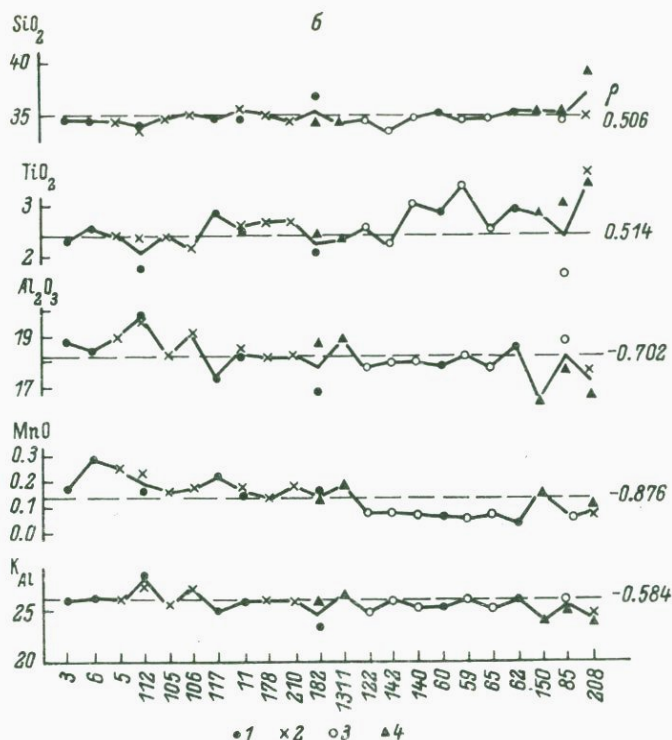


Рис. 42 (продолжение).

таморфизма одинаков и определяется преимущественно возрастанием температуры.

В отличие от сравнения составов по группам пород одномерный трендовый анализ (Миллер, Кан, 1965) дает возможность оценить направленность и постепенность изменения содержания того или иного элемента. Результаты такого анализа отчетливо показывают, что по мере повышения степени метаморфизма от биотит-мусковит-гранат-силлиманитовой субфации до гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой (II), в высокотемпературной части которой появляются ассоциации с гиперстеном, в биотитах гнейсов возрастают содержания Si , Ti , Mg , убывают — Fe , Mn , железистость уменьшается. Это подтверждается положительными или отрицательными величинами коэффициентов ранговой корреляции Спирмена (табл. 25). Остальные элементы и параметры значимо не меняются. Эта же направленность намечается и для биотитов γ_{1+2} , γ_3 и γ^{δ} . Но в последних природа этих изменений иная: автохтонные образования $\gamma^{\delta'}$ формируются в переходных условиях от амфиболитовой к гранулитовой фации, а $\gamma^{\delta''}$ являются интрузивными образованиями, генерация магмы которых происходила на более глубоком уровне,

Таблица 24

Средние составы биотитов гнейсов и жильного материала по зонам метаморфизма

	gn ^I	gn ^{IIa}	gn ^{IIδ}	gn ^{II}	γ ^I ₁₊₂	γ ^{II} ₁₊₂	γ ^I ₃	γ ^{II} ₃	γ ^I ₁₊₂₊₃	γ ^{II} ₁₊₂₊₃
SiO ₂	34.84	34.17	35.40	35.20	34.47	35.57	34.48	34.70	34.47	35.07
TiO ₂	0.25	0.44	0.26	0.42	0.25	0.87	0.65	0.16	0.47	0.70
Al ₂ O ₃	2.45	2.76	3.23	2.82	2.34	2.58	2.37	2.76	2.35	2.68
Fe ₂ O ₃	0.11	0.59	0.11	0.57	0.37	0.45	0.13	0.60	0.26	0.51
FeO	19.49	19.51	17.87	19.31	19.48	18.64	19.84	19.16	19.66	18.94
MnO	0.42	0.60	1.74	0.91	0.91	0.87	0.57	0.47	0.74	0.66
MgO	1.60	1.47	1.51	1.48	1.99	1.48	1.35	1.61	1.67	1.55
	0.39	0.34	0.41	0.33	0.48	0.52	0.22	0.51	0.49	0.48
	18.58	17.12	18.22	17.26	18.81	16.23	18.71	18.43	18.76	17.49
	0.42	0.99	1.29	1.05	0.48	1.30	0.48	0.84	0.45	1.52
	0.22	0.07	0.09	0.07	0.20	0.09	0.20	0.15	0.20	0.12
	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05	0.06
	9.20	10.40	10.09	10.36	8.98	11.34	9.35	9.54	9.16	10.31
	0.36	0.76	0.54	0.72	0.47	1.12	0.33	1.11	0.43	1.40
F	56.39	50.71	51.82	50.85	55.78	46.44	54.24	53.67	55.01	50.57
f _o	3.25	3.61	3.27	3.49	1.42	3.77	1.01	4.31	1.42	5.38
K _{Al}	7.08	7.07	6.56	7.00	8.54	7.35	6.10	6.97	7.32	7.13
$\frac{K+Na}{Al}$	1.57	1.67	1.52	1.61	1.91	2.88	0.87	2.00	1.90	2.19
Al _{IV}}	26.24	26.00	23.93	25.71	26.24	24.73	26.40	25.60	26.31	25.22
Al _{VI}}	0.83	0.90	2.01	1.21	1.32	1.37	0.71	0.67	1.00	1.04
Al _{VII}}	53.13	55.46	66.24	56.00	52.30	56.74	50.69	51.28	51.49	53.62
	1.41	5.76	5.03	5.75	2.94	2.80	5.72	3.19	4.37	4.02
	2.72	2.73	2.65	2.72	2.70	2.65	2.79	2.74	2.75	2.71
	0.03	0.09	0.10	0.09	0.18	0.10	0.12	0.03	0.15	0.08
	0.76	0.73	0.54	0.71	0.74	0.65	0.77	0.64	0.76	0.65
	0.07	0.11	0.15	0.13	0.09	0.08	0.08	0.11	0.08	0.09
Ba	1517	2188	1250	1476	1362	1733	1065	1820	1184	1787
Pb	12	14	7	10	16	12	18	10	18	10
Cr	425	662	750	675	407	590	622	834	536	742
Ni	149	285	270	283	154	488	183	240	171	333
V	343	638	545	584	342	883	321	604	330	599
Cu	10	5	5	5	10	6	7	9	9	8
Zr	57	55	63	56	80	175	69	62	74	104
Co	98	107	93	105	91	120	89	75	90	92
Sc	64	50	49	51	44	32	40	36	42	34
Yb	4	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Ni/Co	1.59	2.78	2.94	2.60	1.70	4.07	1.95	3.17	1.86	3.51
n	9	12	2	14	4	3	6	5	10	8

Значения коэффициентов ранговой корреляции Спирмена (ρ) для биотитов гнейсов и гранитоидов

	Гнейсы $gn_1 + gn_2$		Гранитоиды $\gamma_{1+2} + \gamma_3 + \gamma_4 + \gamma^d$		Граниты $\gamma_{1+2} + \gamma_3$	
	\bar{x}	ρ	\bar{x}	ρ	\bar{x}	ρ
SiO ₂	35.00	0,637	34.80	0,506		
TiO ₂	2,54	0,491	2,40	0,514		
Al ₂ O ₃	19,52	0,000	19,16	-0,702		
Fe ₂ O ₃	1,42	-0,367	1,50	0,334		
FeO	18,09	-0,699	18,42	-0,279	18,69	-0,471
MnO	0,12	-0,790	0,14	-0,876		
MgO	9,69	0,690	9,31	0,242	9,26	0,499
Na ₂ O	0,12	0,264	0,13	0,075		
K ₂ O	9,37	0,203	9,18	0,085		
F	52,88	-0,617	54,41	0,149	55,46	-0,659
f ₀	-6,56	-0,211	6,91	-0,292		
K _{Al}	25,93	0,025	25,74	-0,584		
<u>K+Na</u>	53,41	-0,134	53,68	0,295		
Al n		27		26		16

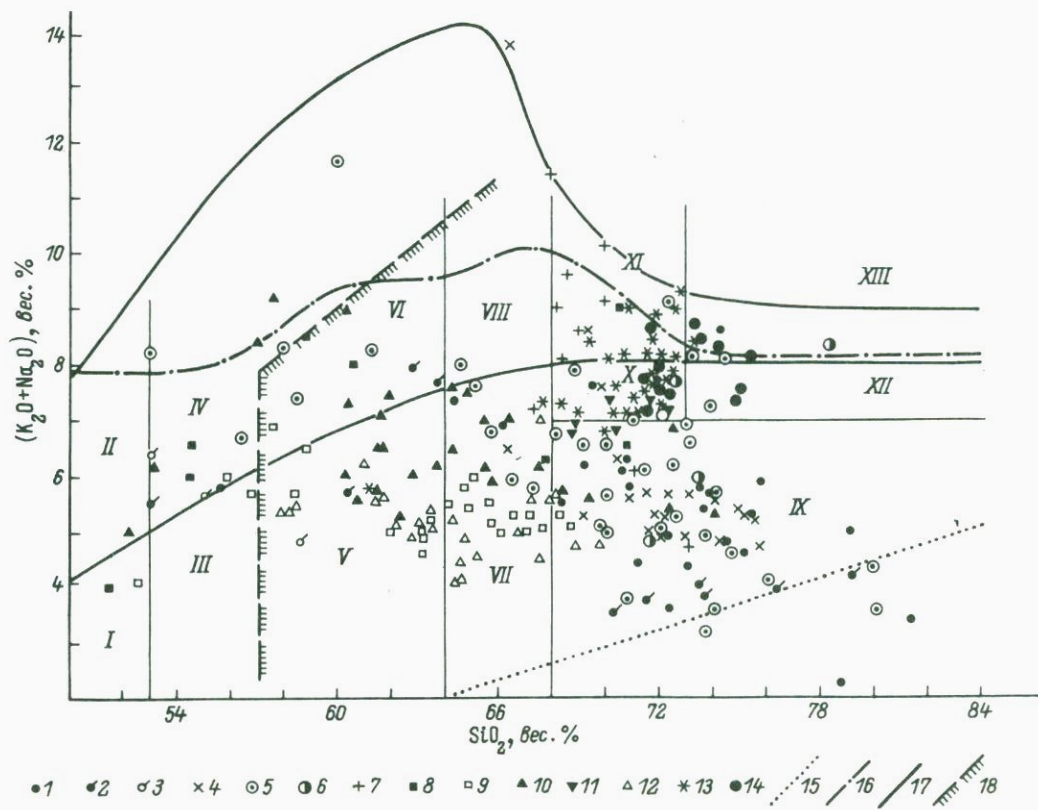
чем γ^d , с чем связано большее содержание в них Ti при близкой железистости. Поскольку составы биотитов различных гранитоидных групп значимо не отличаются друг от друга, оказалось возможным проследить в целом закономерности их изменения по зональности: как и для гнейсов отчетливо проявляется возрастание Si и Ti, уменьшение Mn, тогда как возрастание Mg и уменьшение Fe не фиксируется. В то же время тренд только для биотитов γ_{1+2} и γ_3 по Mg, Fe, железистости полностью совпадает с тем, что получено для гнейсов, хотя величины коэффициентов корреляции и более низкие (табл. 25, рис. 42). γ_4 нарушают эту направленность, поэтому в общей выборке гранитоидов отсутствует тренд по Fe и Mg.

Обратимся к изменению отношения Ni/Co в биотитах как показателя условий кислотности-щелочности среды (табл. 24). В гнейсах субфации II величина этого отношения значимо возрастает, как и для γ_{1+2} и γ_3 . В то же время биотиты гнейсов, γ_{1+2} и γ_3 не различаются друг от друга по этому параметру. Биотиты γ_4 характеризуются большими величинами Ni/Co отношения по сравнению с биотитами γ_{1+2} и γ_3 , развитых в субфации I и не отличимы от биотитов тех же гранитов субфации II. В парах меланосомалейкосом для γ_3 не фиксируется направленных изменений этого отношения; для γ_{1+2} и γ_4 оно отчетливо возрастает (табл. 23), фиксируя повышение кислотности среды минералообразования на этапах формирования послонных мигматитов.

Итак, биотиты гнейсов по изменению содержаний таких элементов, как Ti, Si, Mg, Fe, Mn, Ni, V, Cr, Co и др., отражают повышение степени метаморфизма, фиксируемое сменой минеральных парагенезисов. Биотиты жильного материала γ_{1+2} , γ_3 и гранодиориты γ^D ведут себя аналогично биотитам вмещающего субстрата. Для γ_4 направленность изменений нарушается. Эти трендовые изменения состава биотита меланосомы и лейкосомы γ_{1+2} и γ_3 связаны с воздействием температуры, которая на исследованной площади повышалась на 100° (от 680 до 780°), судя по $T_{\text{гом}}$ расплавных включений. Причем к этапу консолидации анатектического жильного материала происходила некоторая „нивелировка“ температур кристаллизации расплава, что и приводило к снижению величин коэффициентов ранговой корреляции для Mg и Fe. Зависимость состава биотита от условий кристаллизации в метаморфических породах и гранитоидах, прежде всего от температуры, достаточно четко показана для многих объектов (Другова, Глебовицкий, 1965; Ушакова, 1971; и др.). Заслуживают внимания согласованность изменения состава биотитов субстрата и жильного материала ранних мигматитов (γ_{1+2} и γ_3) при повышении степени метаморфизма и постепенность этих изменений. Нарушение трендовых зависимостей при включении в общую последовательность γ_4 обусловлено тем, что γ_4 формируются после того, как произошло становление метаморфической зональности и более ранних мигматитов.

Характерно отсутствие значимых направленных изменений в составе биотитов в парах „меланосома–лейкосома“ для ранних мигматитов (γ_{1+2} и γ_3) и гранодиоритов (γ^D), кроме повышения в них для жильного материала Fe^{3+} . Составы биотитов в таких парах очень выдержанные, что свидетельствует о равновесности системы в целом, в частности о равновесности сформировавшегося расплава и субстрата и вследствие этого – об ограниченности перемещения компонентов. Разнонаправленность этих изменений обусловлена локальными незначительными флуктуациями условий. К моменту формирования γ_4 эта равновесность нарушается, что отражается в различии состава биотитов γ_4 и субстрата в отношении некоторых элементов (Fe, Mg и др.) и свидетельствует о создании на этом этапе условий, обеспечивающих большую миграционную способность некоторых элементов. Исследованиями связи состава биотитов субстрата и жильного материала занимался В.С. Шкодинский (1976), который, указывая на близость их составов, установил некоторые неоправданные, по нашему мнению, статистически закономерности их изменения – увеличение железистости в биотитах из безгранатового жильного материала и возрастание ее в гранатосодержащем.

Отсутствие значимых различий в величине $Al \bar{v}_1$, которая является показателем давления, в парах „меланосома–лейкосома“ и в группах пород разной степени метаморфизма, как и отсутствие тренда в последовательности гнейсы–граниты, показывает, что процессы ультраметаморфизма первых двух этапов протекали при близких давлениях. Отсутствие также тренда по K_{Al} и значимых раз-



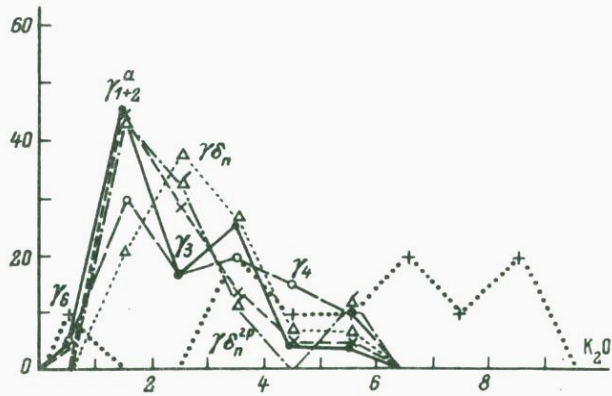
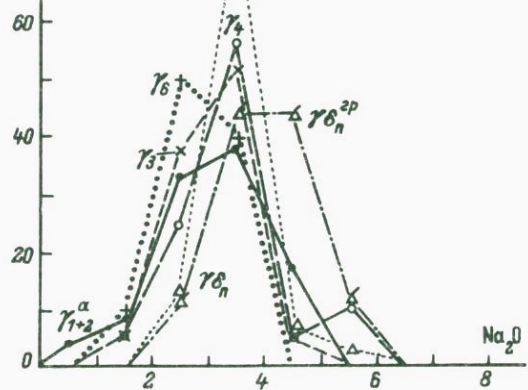
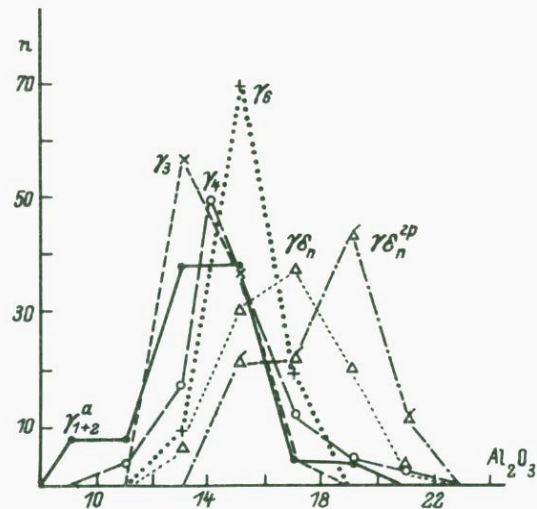
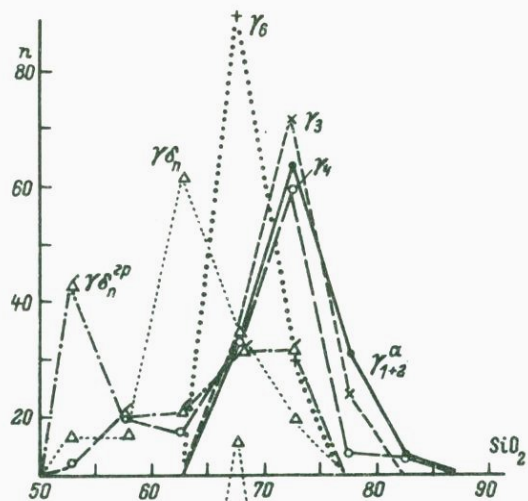
личий в разных группах гранитоидов свидетельствует о близкой щелочности среды минералообразования в течение этих этапов ультраметаморфизма, что подтверждается в целом наличием одинаковых минеральных парагенезисов, хотя в области развития парагенезисов субфации II встречаемость граната в ассоциации с калиевым полевым шпатом возрастает по сравнению с областью субфации более низкотемпературной. Ni/Co отношение в биотитах, по-видимому, является более чувствительным индикатором изменения кислотности-щелочности среды минералообразования.

Петрохимия

В основу раздела положены результаты оригинальных силикатных анализов пород коллекции В.А. Глебовицкого, И.К. Козакова, И.С. Седовой и Л.М. Саморуковой. Привлекаются химические анализы гранитоидов коллекции Г.М. Саранчиной (1972) и С.Б. Лобач-Жученко (Лобач-Жученко и др., 1974), принадлежащие Куркиекскому массиву эндербитов, массиву Имплинеми, Тервусской и Кузнеценской интрузиям поздних гранитов и некоторым другим, позиция которых четко определяется в приводимой здесь схеме. Математическая обработка анализов произведена Д.П. Крыловым.

Рис. 43. Классификационная диаграмма $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ для средних и кремнекислых магматических пород.

Поля составов (Классификация..., 1981): I – габброиды; II – субщелочные габброиды; III – диориты; 1У – субщелочные диориты, монзониты, монодиориты; У – кварцевые диориты; У1 – субщелочные кварцевые диориты, кварцевые монзониты, монодиориты; VII – гранодиориты-тоналиты; VIII – кварцевые сиениты, 1X – низкощелочные граниты; X – граниты, X1 – субщелочные граниты; XII – лейкограниты; XIII – субщелочные лейкограниты. Группы пород ладожского комплекса; жильный материал мигматитов I-II генераций: 1 – кристаллизующийся в амфиболитовой фации; 2-3 – в гранулитовой (2 – в гнейсах $\gamma_{1+2}^{гп}$, 3 – в кристаллических сланцах $\delta_{гп}^c$); 4 – жильный материал III генерации (γ_3); 5 – то же 1У генерации (γ_4); 6 – У генерации (γ_5); 7 – У1 генерации (γ_6). Интрузивные породы: 8 – эндербиты района Пугсарь-Лахденпохья ($\gamma_{п}^{\delta}$); 9 – эндербиты Куркиекского массива ($\gamma_{к}^{\delta}$); 10 – гранодиориты района Ориетсарь-Лахденпохья ($\gamma_{п}^{\delta}$); 11 – гранодиориты Лауватсарского массива ($\gamma_{п}^{\delta}$); 12 – гранитонды Имплинеми ($\gamma_{н}^{\delta}$); 13 – граниты Тервусского массива (γ_7^t); 14 – граниты Кузнеценского массива и др. (γ_7^k); 15 – область распространения химических составов магматических пород; 16 – нижняя граница распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; границы полей: 17 – субщелочных пород, 18 – кварцсодержащих пород.



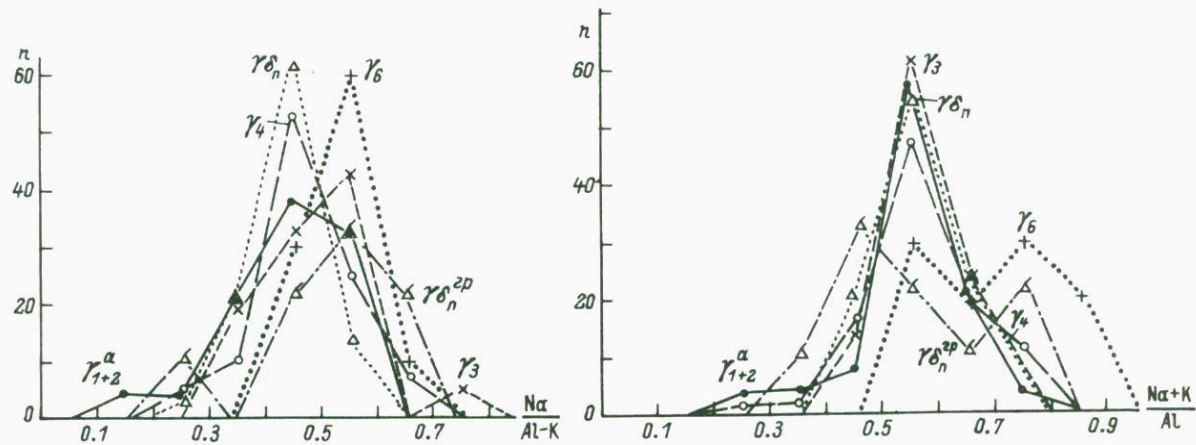
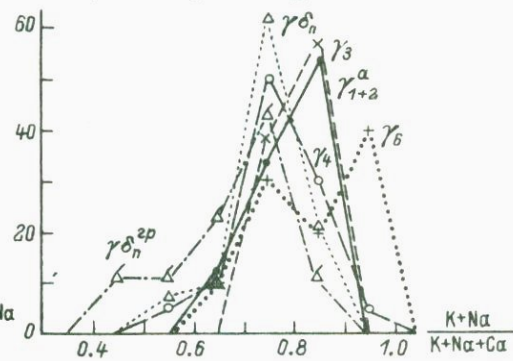
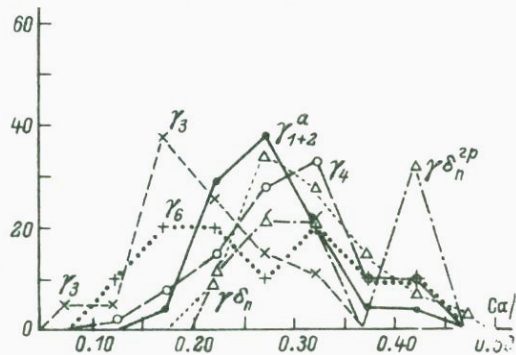
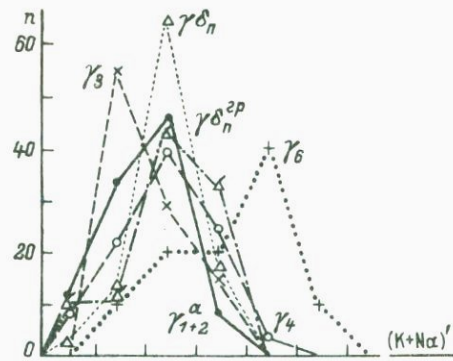
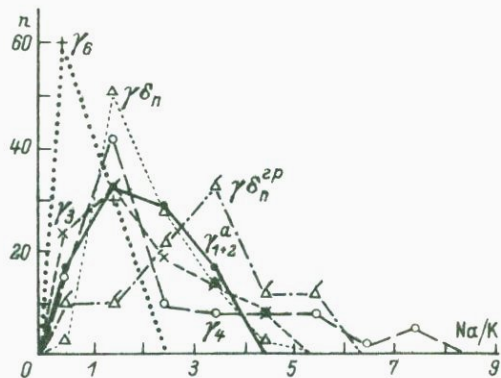


Рис. 44. Гистограммы распределения содержаний окислов и параметров состава в гранитоидах ладожского комплекса.



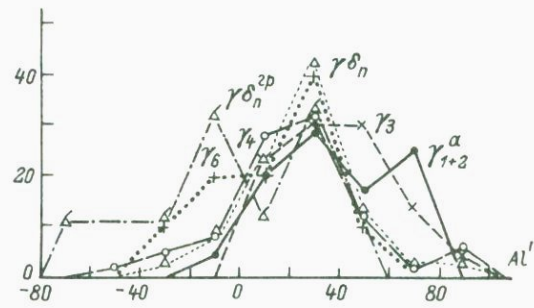
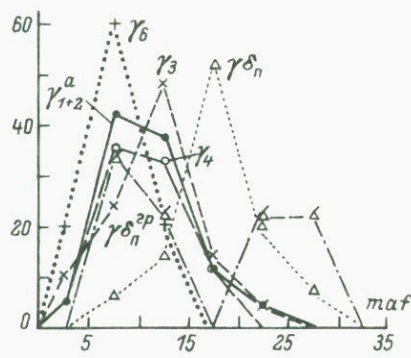
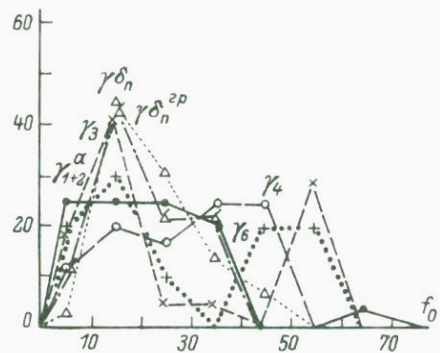
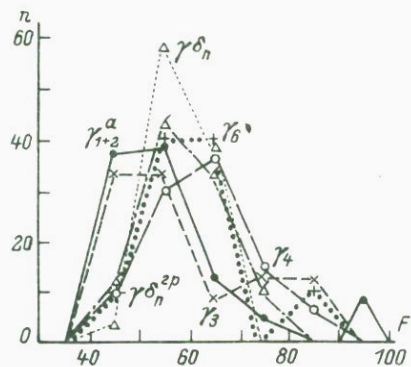
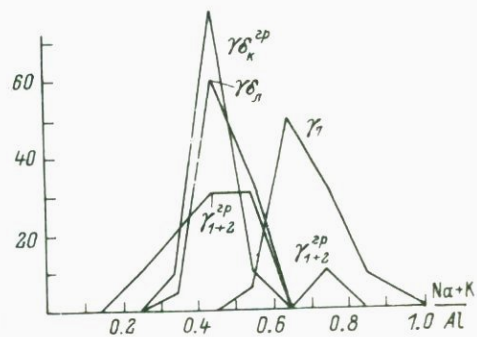
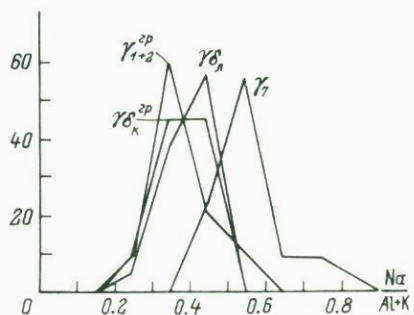
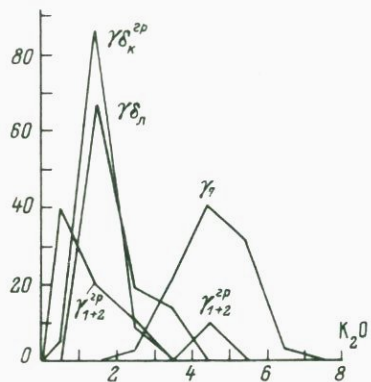
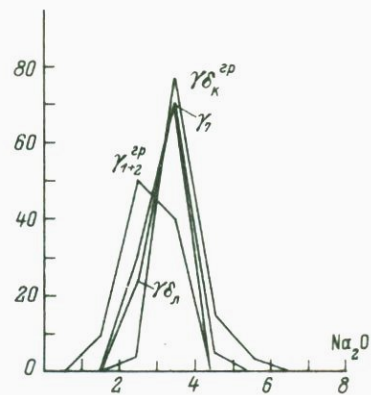
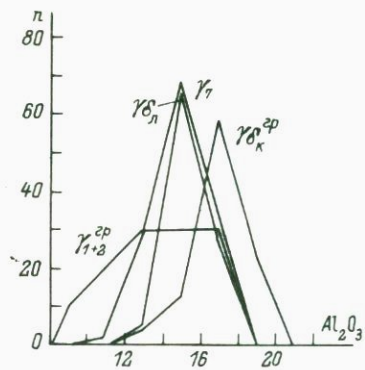
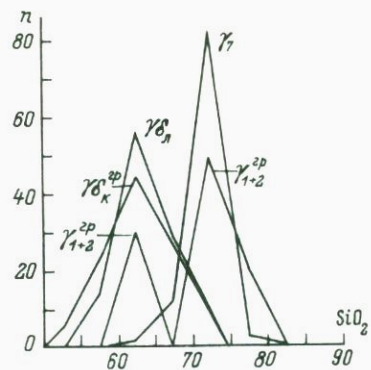


Рис. 44 (продолжение).



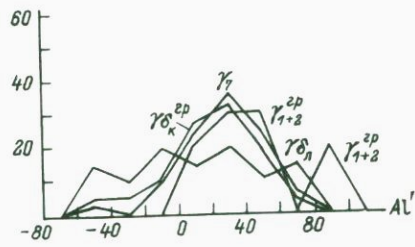
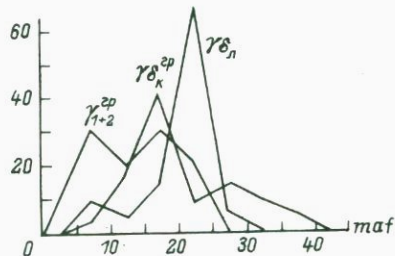
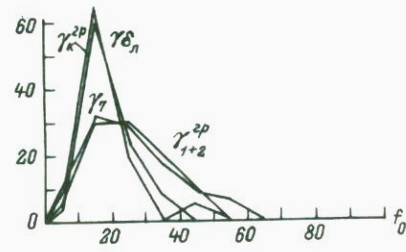
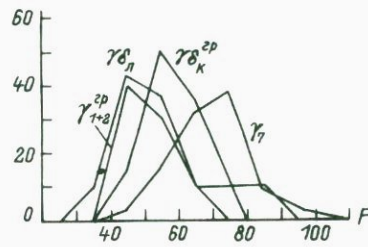
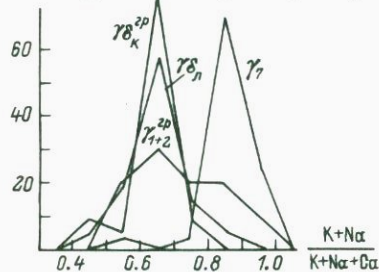
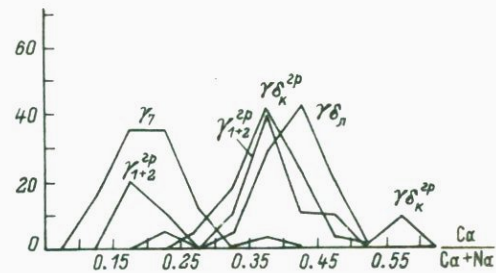
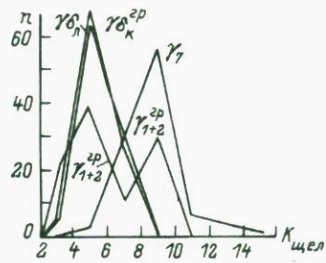
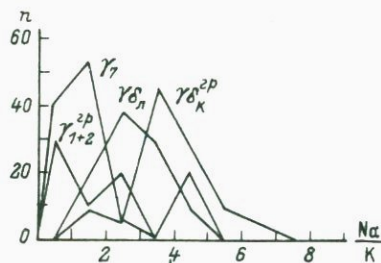


Рис. 44 (продолжение).

Особенности химического состава. Гранитоиды жильного материала ранних генераций γ_{1+2}^1 (23 анализа), расположенные в породах, метаморфизованных в амфиболитовой фации (γ_{1+2}), довольно разнообразны по составу. Это гранодиориты и адамеллиты с широкими вариациями содержаний кварца (рис. 43, табл. 26). В целом среди них преобладают кислые разновидности, пересыщенные Al_2O_3 . Максимумы частоты встречаемости для SiO_2 приходится на интервал 70–75% при вариациях от 66 до 81%, K_2O – на 1–2%, Na_2O – на 3–4%. В большинстве случаев Na_2O преобладает над K_2O , из проанализированных образцов только 1/3 содержит микроклин. Количество разновидностей с микроклином несколько возрастает по мере повышения степени метаморфизма и соответственно ультраметаморфизма. Характер распределения таких окислов, как SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O , а также ряда рассчитанных параметров состава, таких как $\frac{Na}{Al-K}$, $\frac{K+Na}{Al}$, $Al' = Al - (K + Na + 2Ca)$, $\frac{Ca}{Ca+Na}$,

Na/K , $\frac{(K_2O + Na_2O) \cdot 100}{SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO} = (K+Na)'$, F , f_0 , нормативные Or , Qu , Ab , An и мафичность ($maf = 100 - (Or + Ab + An + Qu)$), для этой группы и всех последующих виден на гистограммах и сериях рисунков, отражающих соотношения двух или трех компонентов (рис. 44–49). Для γ_{1+2} на гистограммах обычно проявлен один максимум частот распределения, только для K_2O , F и Al' установлено по два максимума, а для f_0 вообще не фиксируется четких максимумов. Из 55 рассчитанных парных корреляционных связей значимыми оказываются 15 (27%, табл. 27), причем это отрицательные связи Si с Al , Ti , Fe , Mg и Na , K с Ca , положительные Ti с Mg и Fe^{2+} , Na с Al , Fe^{3+} с Mg , Mn и Fe^{2+} . Последовательность рядов корреляционных связей не соответствует последовательности, ожидаемой для магматических пород (табл. 27).

Гранитоиды, сформировавшиеся в условиях гранулитовой фации (I и II генерации жил мигматитов), на исследованной территории располагаются в кристаллических сланцах основного состава ($\sigma_{гп}$) и среди гнейсов ($\gamma_{гп}$). Первые (5 анализов), отвечающие по составу диоритам-кварцевым диоритам с SiO_2 53–59%, характеризуются высоким значением $Ca/(Ca+Na)$. В связи с этим находят и другие особенности их состава, например высокое содержание Mg , большая мафичность, низкий нормативный Qu . Среди γ_{1+2} амфиболитовой фации нет пород, по содержанию SiO_2 сопоставимых с рассматриваемыми образованиями. Указанные особенности состава обусловлены основным составом исходных пород. Из связей SiO_2

¹ γ_{1+2} объединяет γ_0 , γ_1 , γ_2 , но в силу незначительности развития γ_0 и γ_1 , малой мощности их жил основной удельный вес приходится на γ_2 .

Оксиды	gn	gn ₁	gn ₂	gn ₃	Sch	d ₁₊₂ ^{gp}	γ ₁₊₂ ^{gp}	γ ₁₊₂ ^α	γ ₁₊₂	γ ₃	γ ₄	γ ₅	γ ₆
SiO ₂	63,34 7,36	65,56 8,31	61,02 8,11	62,90 8,40	55,15 4,64	55,05 2,32	70,36 6,12	72,81 4,00	72,07 4,78	71,94 2,68	69,52 6,05	74,09 2,97	69,39 1,73
TiO ₂	0,82 0,32	0,72 0,28	0,93 0,40	0,88 0,33	1,08 0,42	1,13 0,44	0,35 0,20	0,36 0,19	0,36 0,19	0,43 0,18	0,38 0,29	0,39 0,06	0,78 0,39
Al ₂ O ₃	15,93 2,72	15,67 2,85	16,54 3,00	15,47 3,00	18,11 1,36	17,41 1,09	14,18 2,33	13,78 2,14	13,90 2,17	13,96 1,34	15,31 2,45	12,93 1,67	15,18 0,97
Fe ₂ O ₃	1,65 1,00	1,42 1,09	1,95 1,38	1,53 0,96	1,79 0,94	2,49 1,01	1,01 0,61	0,59 0,40	0,72 0,50	0,78 0,24	1,08 0,87	0,45 0,23	0,62 0,51
FeO	4,93 1,68	4,15 1,73	5,54 1,91	5,21 1,58	6,14 2,03	5,76 1,26	2,93 1,50	2,04 0,99	2,31 1,22	2,34 0,83	2,23 1,17	1,89 1,09	1,55 0,76
MnO	0,09 0,04	0,08 0,02	0,09 0,04	0,13 0,06	0,11 0,05	0,12 0,02	0,09 0,05	0,06 0,06	0,07 0,05	0,05 0,01	0,06 0,04	0,06 0,04	0,02 0,01
MgO	3,03 1,20	2,45 1,15	3,39 1,31	3,52 1,52	4,12 1,68	3,50 1,14	1,49 1,05	1,17 0,65	1,27 0,79	1,33 0,58	1,04 0,51	0,88 0,74	0,81 0,41
CaO	2,57 1,21	2,02 0,76	2,59 1,44	3,30 1,62	6,14 1,41	6,68 1,21	2,70 1,34	2,21 0,72	2,36 0,96	1,97 0,62	2,73 1,33	1,55 1,05	1,99 1,36
Na ₂ O	2,66 0,75	2,62 0,70	2,26 0,85	2,82 0,62	3,28 1,22	3,72 0,30	2,78 0,53	3,12 0,95	3,02 0,85	3,11 0,61	3,42 0,99	2,60 0,84	2,83 0,65
K ₂ O	2,98 1,48	3,17 1,66	3,26 1,50	2,32 1,32	2,10 1,10	1,90 0,45	2,43 2,24	2,43 1,21	2,43 1,56	2,94 2,12	2,99 1,82	4,03 2,33	5,66 2,47
P ₂ O ₅	0,16 0,16	0,15 0,06	0,17 0,20	0,17 0,11	0,37 0,21	0,73 0,06	0,12 0,10	0,14 0,13	0,14 0,12	0,11 0,12	0,21 0,39	0,09 0,04	0,24 0,27
<u>K + Na</u> Al	0,55	0,50	0,46	0,46	0,44	0,54	0,49	0,56	0,51	0,53	0,58	0,69	0,71
Na ₂ O/K	1,80	1,66	1,59	2,65	2,72	2,67	4,86	2,62	2,70	2,19	2,46	1,50	1,60
F	52,76	55,45	54,41	51,96	52,57	69,26	57,01	57,28	57,20	54,72	61,16	61,63	62,08
f ₀	21,75	23,53	22,34	19,25	22,42	31,17	25,21	21,00	20,38	15,94	28,46	18,56	29,43
n	65	23	29	10	8	5	10	23	33	21	40	4	10

Примечание. Меланосома: gn₁ - для γ₁₊₂, развитых в зоне амфиболитовой фации, gn₂ - для γ₄, развитых в зоне амфиболитовой и гранулитовой фаций, gn₃ - для γ₁₊₂ в зоне гранулитовой фации; Sch - сланцы гранулитовой фации; d₁₊₂^{gp} - жильный материал, развитый в кристаллических сланцах основного состава в зоне гранулитовой фации; γ₁₊₂^{gp} и γ₁₊₂^α - лейкосома в гнейсах зоны гранулитовой и амфиболитовой фаций; γ₁₊₂ - лейкосома обшая; γ₁₊₂, γ₃, γ₄, γ₅, γ₅ - последовательно развивающиеся генерации жильного материала.

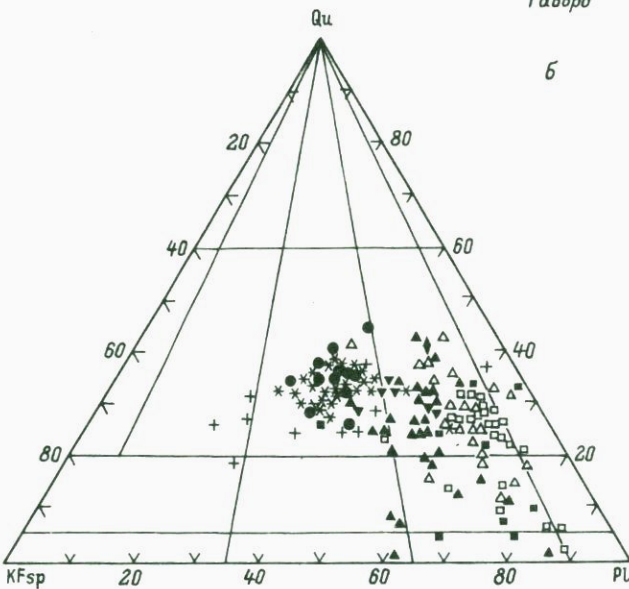
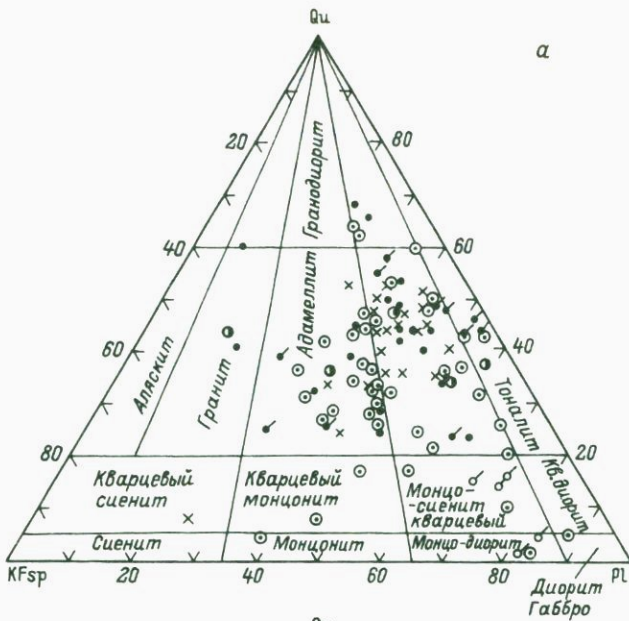


Рис. 45. Классификационная диаграмма для гранитоидов (Современное состояние..., 1969).

а — для меланосомы и лейкосомы мигматитов, б — для интрузивных пород. Обозначения те же, что на рис. 43. Ромб — гранодиориты γ_4^R , секции γ_4 .

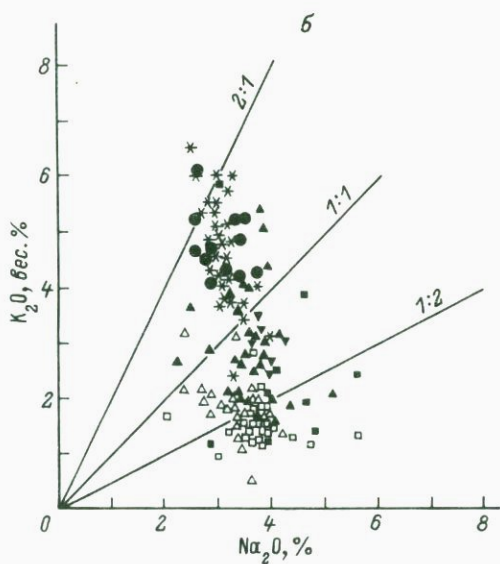
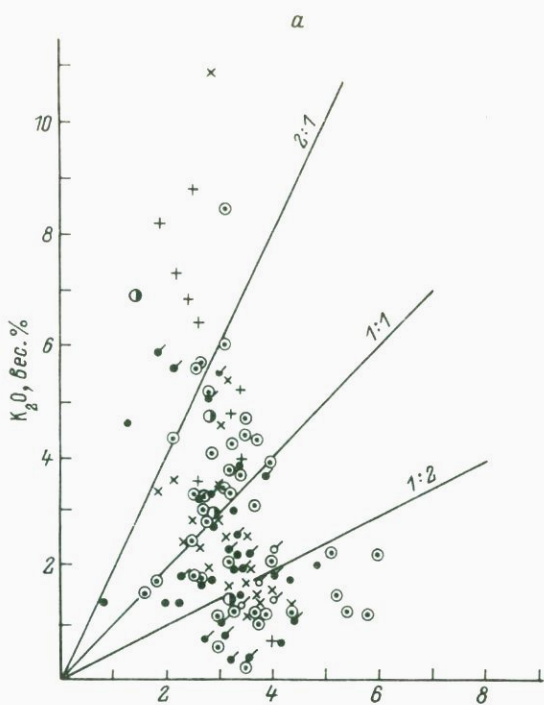


Рис. 46. Диаграмма $K_2O - Na_2O$ для жильного материала мигматитов (а) и интрузивных пород (б).

Сбозначения те же, что на рис. 43.

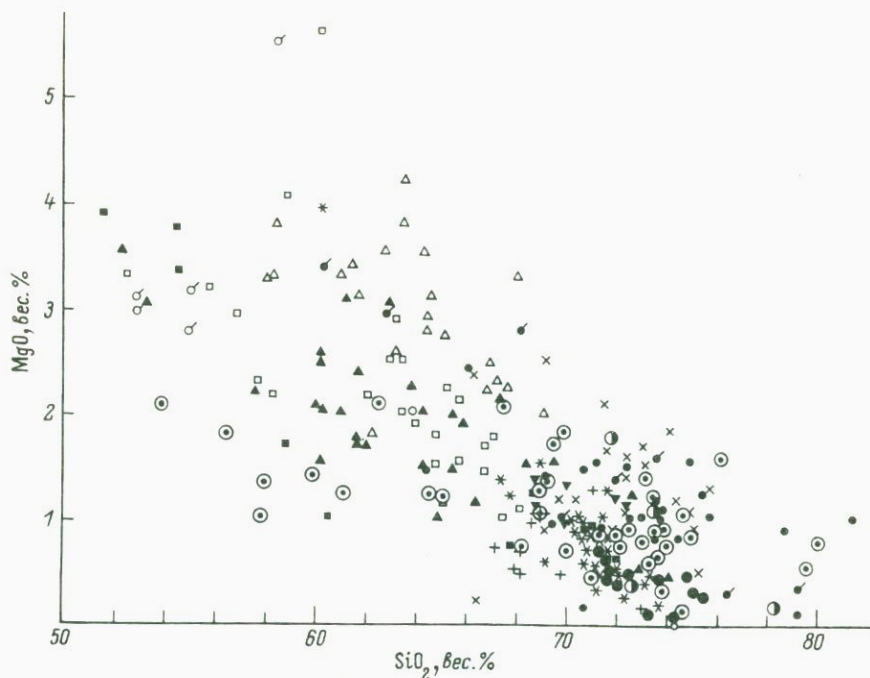


Рис. 47. Диаграмма $MgO - SiO_2$ для жильного материала мигматитов, субстрага и гранитоидов.

Обозначения те же, что на рис. 43.

с другими окислами значима только отрицательная связь его с MgO (табл. 27), хотя небольшое количество анализов пород данной группы не позволяет делать окончательных выводов. Вторые, судя по 10 анализам, варьируют от тоналитов до адамеллитов. Как и γ'_{1+2} амфиболитовой фации, они пересыщены SiO_2 и Al_2O_3 . Na_2O в большей части образцов преобладает над K_2O , на диаграмме $PL - KFsp - Q$ они располагаются таким образом, что как бы окаймляют поле γ'_{1+2} более низкотемпературной фации. В целом же по средним составам они близки к последним, но характеризуются некоторой тенденцией повышенных содержаний CaO , Fe_2O_3 и FeO . Методом линейной дискриминантной функции фиксируется значимое отличие между этими группами. Пороговое значение уровня значимости - 0,023, значимых различий по отдельным элементам не установлено. Из 45 рассчитанных корреляционных связей 14 - значимых (31%, табл. 27). Si отрицательно связан с Ti , Al , Mg , Fe^{3+} ; нет связи его с Ca , Mg с Fe ; K дает обратную связь с Ca и Na (рис. 50).

Таким образом, лейкосома ранних мигматитов в целом характеризуется вариациями состава в ряду тоналит-гранодиорит-адамеллит.

Таблица 27

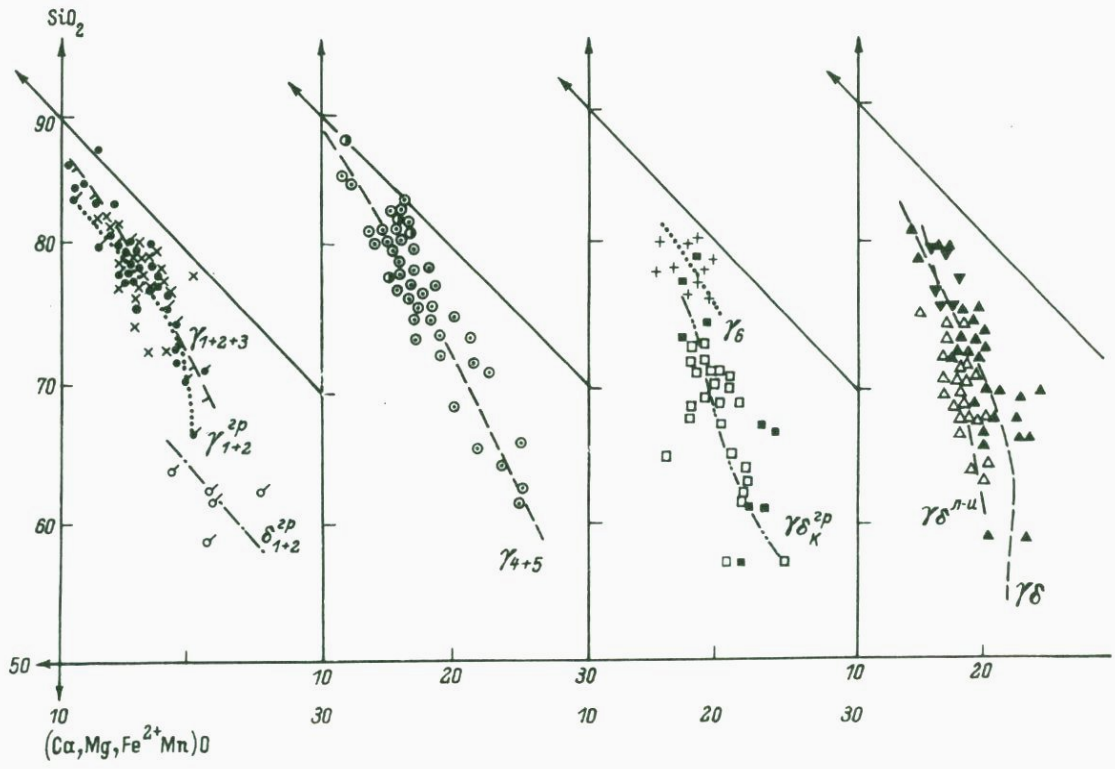
Последовательность рядов коэффициентов корреляции (r) и значение показателя силы корреляционной связи R^2

Группа пород	n	Значения r для окислов						
		Si-Mg	Si-Ca	Si-Na	Si-K	Mg-Ca	Mg-Na	Mg-K
γ_{1+2}	33	<u>-0,725</u>	-0,033	-0,323	-0,343	-0,141	0,041	+0,204
	23	<u>-0,544</u>	-0,201	<u>-0,534</u>	-0,187	-0,045	0,160	-0,198
α_{1+2}	21	-0,145	-0,016	0,098	<u>-0,652</u>	0,131	-0,137	-0,349
	40	<u>-0,554</u>	<u>-0,661</u>	<u>-0,459</u>	-0,318	0,331	0,004	0,048
β_{1+2}	5	0,842	<u>-0,930</u>	-0,934	-0,426	-0,735	-0,684	-0,591
	10	<u>-0,918</u>	0,227	0,082	-0,532	-0,315	-0,201	0,579
γ_6	10	-0,185	0,515	0,255	-0,572	-0,125	-0,089	-0,039
	34	<u>-0,878</u>	<u>-0,679</u>	-0,098	+0,484	<u>0,651</u>	0,102	<u>-0,553</u>
δ_{1+2}	22	<u>-0,903</u>	<u>-0,843</u>	<u>-0,317</u>	<u>0,620</u>	<u>0,703</u>	<u>0,177</u>	<u>-0,565</u>
	12	<u>-0,616</u>	<u>-0,428</u>	0,642	-0,345	0,668	-0,599	-0,189
ϵ_{1+2}	30	<u>-0,831</u>	<u>-0,820</u>	<u>-0,054</u>	0,154	<u>0,659</u>	<u>-0,289</u>	<u>-0,175</u>
	21	<u>-0,777</u>	<u>-0,746</u>	-0,090	-0,118	0,402	-0,215	0,386
ζ_{1+2}	9	<u>-0,904</u>	<u>-0,897</u>	0,002	0,344	<u>0,885</u>	<u>-0,320</u>	<u>-0,341</u>
	29	<u>-0,76</u>	<u>-0,76</u>	-0,02	-0,28	0,52	-0,26	-0,10
η_{1+2}	21	<u>-0,482</u>	<u>-0,848</u>	-0,395	0,269	0,131	-0,156	<u>-0,177</u>
	6	-0,203	<u>-0,921</u>	-0,625	<u>0,936</u>	0,522	-0,421	-0,212
Ожидаемый ряд r		Si-Mg < Si-Ca < Si-Na < Si-K				Mg-Ca > Mg-Na > Mg-K		

Таблица 27 (продолжение)

Группа пород	Значения r для окислов							R^2	Процент значимых связей
	K-Na	K-Ca	K-Mg	P-Mg	P-Ca	P-Na	P-K		
γ_{1+2}	-0,306	<u>-0,759</u>	0,204	-0,265	0,206	<u>-0,087</u>	0,291	0,116	31
	-0,199	<u>-0,623</u>	-0,198	-0,228	0,234	-0,108	-0,429	0,113	27
α_{1+2}	-0,338	<u>-0,513</u>	-0,349	-0,216	0,178	0,199	0,059	0,089	22
	-0,281	-0,360	0,048	0,324	<u>0,578</u>	0,172	0,179	0,141	49
β_{1+2}	0,190	0,333	0,591	Нет данных					
	<u>-0,776</u>	<u>-0,889</u>	0,579	"	"			0,207	31
γ_6	<u>-0,846</u>	<u>-0,921</u>	-0,039	-0,44	0,21	-0,18	0,20	0,052	7
	<u>-0,560</u>	<u>-0,592</u>	-0,553	0,367	0,280	0,329	-0,408	0,165	60
δ_{1+2}	<u>-0,714</u>	<u>-0,676</u>	<u>-0,566</u>	<u>0,397</u>	<u>0,357</u>	<u>0,403</u>	<u>-0,638</u>	0,230	58
	-0,305	0,090	-0,189	-0,144	0,115	0,326	-0,079	0,075	18
ϵ_{1+2}	-0,040	<u>-0,497</u>	-0,175	<u>0,753</u>	<u>0,480</u>	-0,189	0,014	0,221	49
	-0,080	-0,433	0,386	<u>0,763</u>	0,173	-0,136	<u>0,619</u>	0,161	38
ζ_{1+2}	-0,215	-0,626	-0,341	Нет данных					
	-0,13	-0,12	-0,10	<u>0,49</u>	<u>0,81</u>	-0,23	0,10	0,162	45
η_{1+2}	<u>-0,511</u>	<u>-0,506</u>	0,177	0,316	<u>0,514</u>	0,155	0,045	0,230	53
	-0,598	<u>-0,878</u>	-0,212	0,291	<u>0,915</u>	0,560	<u>-0,987</u>	0,320	40
Ожидаемый ряд r	K-Na > K-Ca > K-Mg			P-Mg > P-Ca > P-Na > P-K					

Примечание. Ожидаемый ряд последовательности r , характерный для магматического процесса, по работе И.И. Абрамовича, В.В. Грузы (1972). Волнистой чертой подчеркнут ряд r в случае совпадения с ожидаемым рядом, прямой — значимые r для соответствующих n . $R^2 = \frac{\sum r^2}{n}$ (Беус, Ойзерман, 1972).



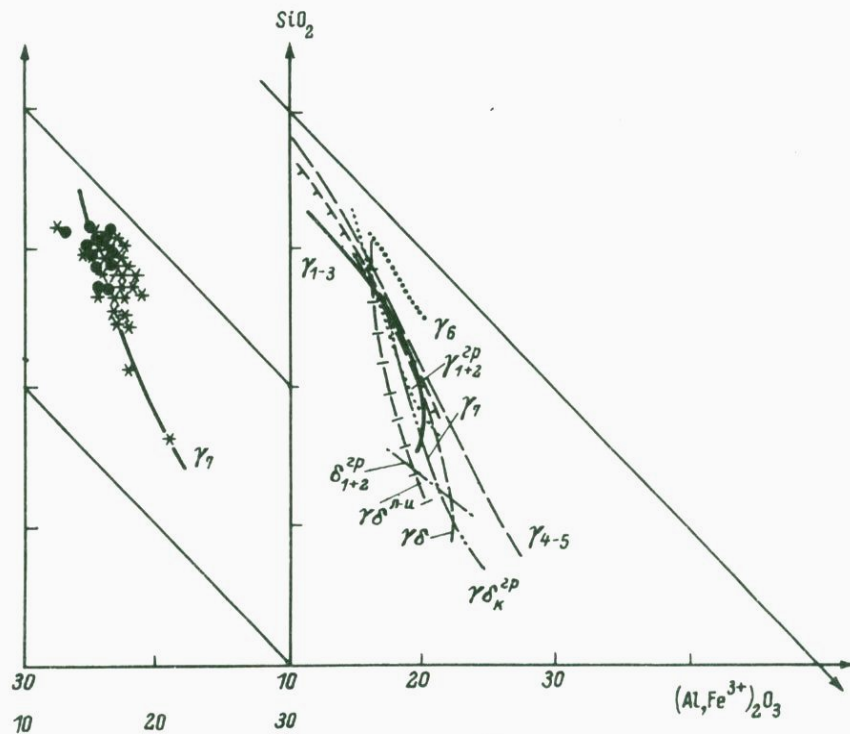


Рис. 48. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})\text{O} - (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_3$ для лейкосом и интрузивных пород.

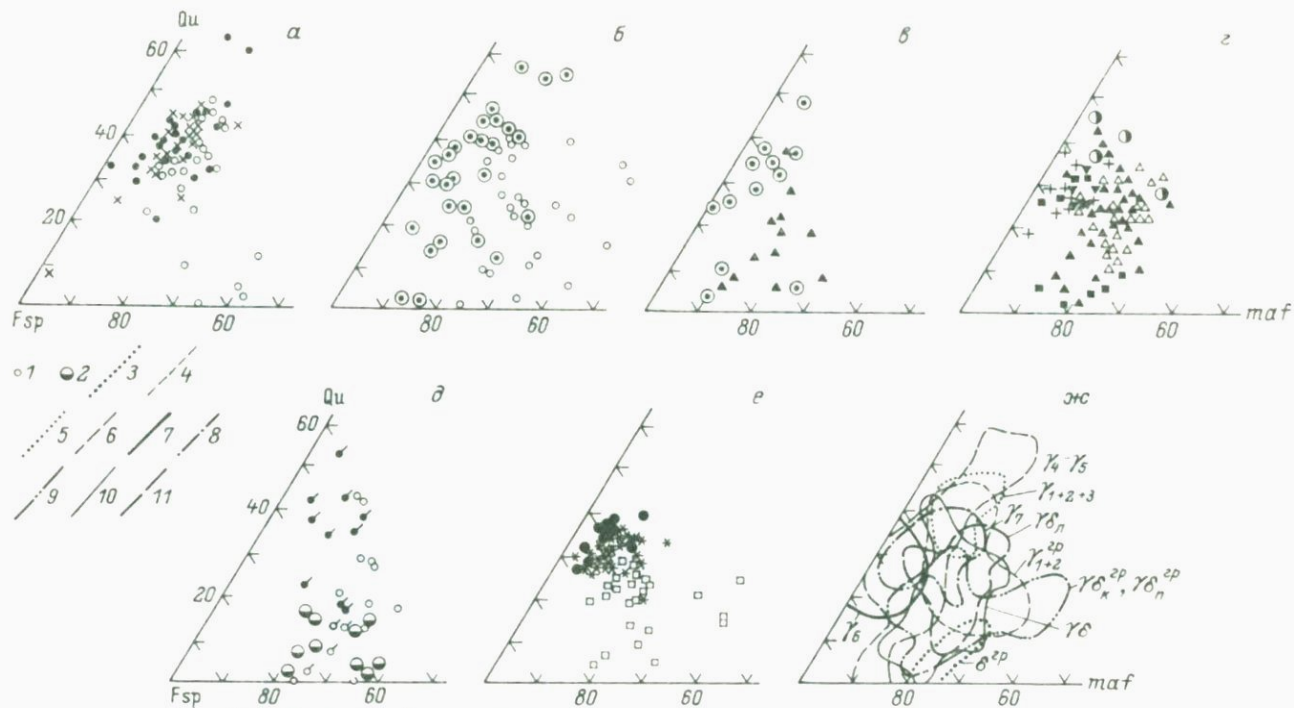


Рис. 49. Диаграммы Qu-Fsp-maf для гранитоидов и меланосомы.

1 - субстрат биотитовых, гранат-биотитовых и гранат-кордиеритовых гнейсов для соответствующей группы жильного материала; 2 - субстрат кристаллических сланцев основного состава гранулитовой фации. Границы полей составов: 3 - γ_{1+2+3} , 4 - γ_{4+5} , 5 - γ_6 , 6 - γ_7 , 7 - γ_7^{2P} , 8 - γ_{6n} , 9 - γ_{6n}^{2D} , 10 - γ_{1+2} , 11 - σ^{2P} .

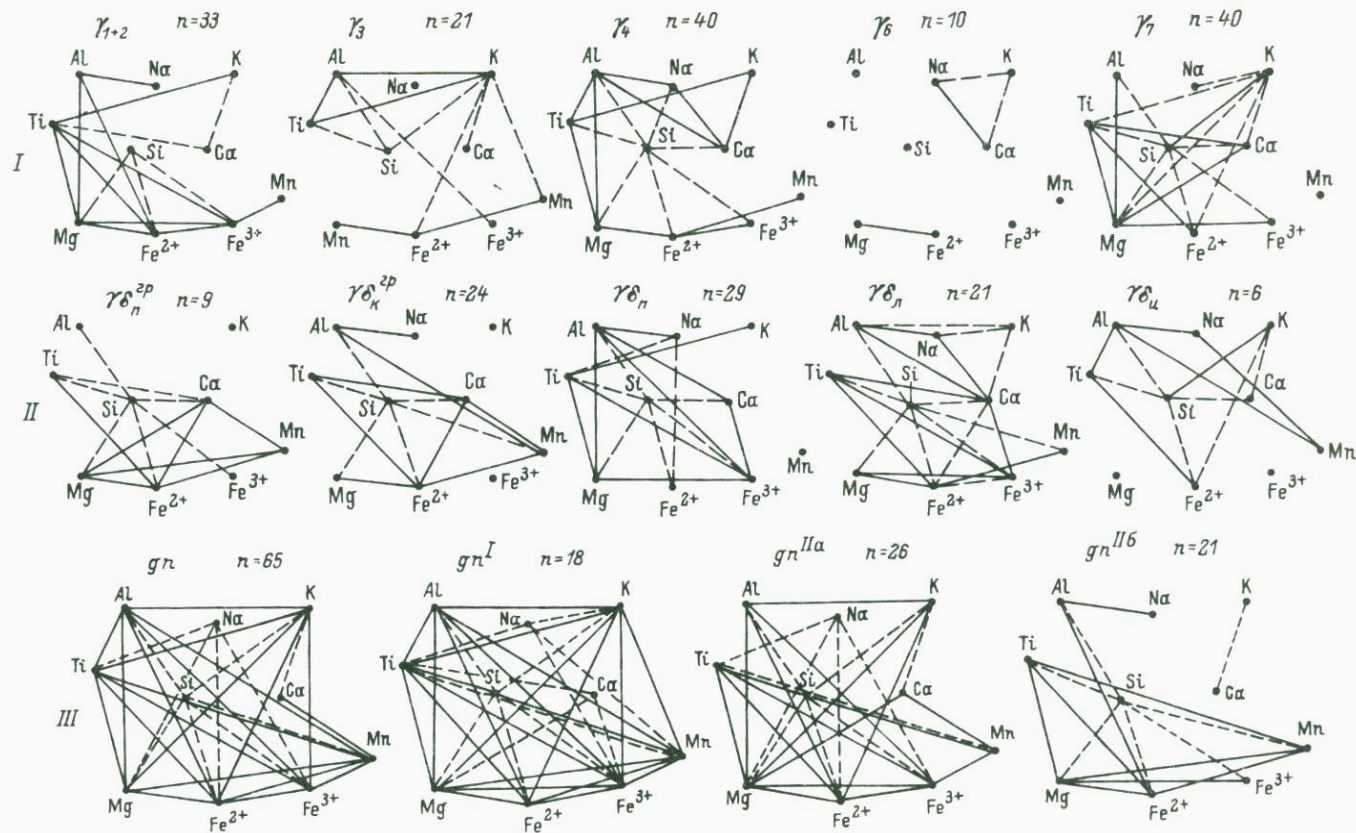
Ее средний состав отвечает плагиограниту (табл. 26). В сводной группе γ_{1+2} возрастает число значимых корреляционных связей (19 из 55 - 35%; табл. 27), последовательности рядов корреляционных связей (Абрамович, Груза, 1972) не отвечают ряду магматических пород. Кремний, как обычно, отрицательно связан с Ti, Al, Fe²⁺, Fe³⁺, Mg, а К с Са (рис. 50).

Гранитоиды жильного материала III генерации (γ_3 , 21 анализ) также относятся к кислым разновидностям (SiO_2 - 70-75%) при вариациях SiO_2 от 66 до 76%, пересыщенным Al_2O_3 , с преобладанием в целом Na_2O над K_2O , хотя по сравнению с γ_{1+2} содержание K_2O возрастает. Микроклин встречается в 50% анализированных образцов. По составу γ_3 близки к γ_{1+2} , что отчетливо устанавливается на гистограммах для Si, Na, K, Al, Na/K, Al, $\frac{Na+K}{K+Na+Ca}$, $\frac{K+Na}{Ca+Na+Ca}$, Ab и Or, а также на диаграмме KFsр-Qu-Pl, где основная их часть попадает в поле гранодиоритов (рис. 45). Некоторые отличия фиксируются для $\frac{Na}{Al-K}$, $\frac{Ca}{Ca+Na}$, $(K+Na)'$, maf, Qu, An. Так, для $\frac{Ca}{Ca+Na}$, $(K+Na)$, Qu и An в γ_3 намечается смещение максимумов частот распределения в сторону их уменьшения против γ_{1+2} , для maf и $\frac{Na}{Al-K}$ - в сторону их увеличения. На диаграммах Qu-Fср-maf, KFsр-Pl-Qu точки составов γ_3 ложатся более компактно относительно γ_{1+2} преимущественно за счет меньших вариаций SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, что подтверждается и величинами дисперсий этих окислов. В отличие от γ_{1+2} выявляется значимая отрицательная связь Si и K (рис. 50). Из 55 связей 13 - значимы (табл. 27).

Гранитоиды жильного материала IV генерации (40 анализов) наиболее разнообразны по составу. На диаграмме KFsр-Qu-Pl точки их составов попадают преимущественно в поля адаметлитов и гранодиоритов. Встречаются и более основные разновидности (рис. 49), обычно развитые среди гранодиоритов и габброидов. В целом вариации SiO_2 - 40-75%. K_2O в интервалах SiO_2 55-75% приближается по количеству к Na_2O , резко падает при SiO_2 75-80%, так что Na_2O начинает преобладать над K_2O . Судя по гистограммам (рис. 44), средние значения содержаний окислов по интервалам SiO_2 во многом близки к γ_{1+2} и γ_3 , но γ характеризуются большей кальциевостью, F, величиной $(K+Na)'$, более высоким содержанием Al. На всех используемых диаграммах (рис. 45-49) точки составов дают широкие разбросы, более значительные, чем другие группы. Корреляционная зависимость между SiO_2 и K_2O+Na_2O нарушается за счет именно этих гранитоидов (рис. 43). Высок процент значимых связей (табл. 27, рис. 50).

Гранитоиды γ_5 (4 анализа) близки к γ_4 , отличаясь от них большей однородностью, высоким содержанием K, так что отношение $Na_2O/K_2O < 1$, меньшей глиноземистостью и f_o (табл. 26).

Гранитоиды V1 генерации (10 анализов) относятся к умереннокислым разновидностям, в которых содержание K_2O выше, чем Na_2O ; они характеризуются высокими значениями $(K+Na)'$, $\frac{K+Na}{Al}$, низкой кальциевостью (табл. 26, рис. 43-49), отличаясь этим самым от других групп; причем вследствие широких вариаций K_2O все



параметры, связанные с ними, дают также широкие вариации (рис. 44). На диаграмме $KFsP-Pl-Qu$ они располагаются в полях гранитов и адамеллитов.

Эволюция составов жильного материала мигматитов в процессе ультраметаморфизма. Анализ средних составов гранитоидов жильного материала в ряду $\gamma_{1+2} \rightarrow \gamma_3 \rightarrow \gamma_4 \rightarrow \gamma_5 \rightarrow \gamma_6$ показывает, что хотя соседние группы жильного материала, особенно связанные с одним этапом деформаций, почти не отличаются друг от друга, в целом при развитии ультраметаморфизма устанавливается определенная эволюция состава гранитоидов. Прежде чем перейти к описанию ее основных черт, остановимся более подробно на различиях и сходствах отдельных групп по средним составам. Так, γ_{1+2} и γ_3 наиболее близки друг к другу, хотя последние более гомогенны, на всех используемых диаграммах точки их составов образуют более компактные поля. Методом линейной дискриминантной функции установлено, что группы отличаются друг от друга с 59% вероятностью (табл. 28). γ_4 более существенно отличаются от γ_3 (с вероятностью 99%) и от γ_{1+2} (табл. 28). Гранитоиды У1 генерации представляют собой обособленную группу, дающую значимые отличия от остальных групп как по содержанию отдельных окислов (TiO_2 , CaO , Al_2O_3 , MgO , K_2O , Na_2O и др.), так и по линейной дискриминантной функции (табл. 28).

Таким образом, при последовательном формировании жильного материала мигматитов, несмотря на прерывистость этих процессов вследствие внедрения основных и средних пород, в них возрастает содержание K_2O (с 2.28 в γ_{1+2} до 5.5 в γ_6) при близком содержании Na_2O ; уменьшаются содержания SiO_2 , FeO , MgO , соответственно растут значения отношения $\frac{Na}{Al-K}$ и $\frac{Na+K}{Al}$, падают Na/K отношение и $(K+Na)'$. В целом уменьшается F пород, увеличивается их лейкократность, практически не меняется $\frac{Ca}{Ca+Na}$ отношение. Эти тенденции подтверждаются и гистограммами распределения, а также сравнением средних содержаний окислов (табл. 26, рис. 44). Установленные закономерности совпадают с теми, что обычны и для других зон развития ультраметаморфогенных гранитоидов, в частности для Юго-Западного, Центрального Памира, Витимо-Олекминского нагорья.

На обобщенной диаграмме $(Al, Fe)_2O_3-SiO_2-(Fe, Mg, Ca, Mn)O$ (рис. 48) приведены линии средних составов для каждой группы. Намечается смещение этих линий к стороне $SiO_2-(Al, Fe)_2O_3$ в ряду $\gamma^0 \rightarrow \gamma_{1+2+3}$ и $\gamma_4 \rightarrow \gamma_5 + \gamma_6$, что свидетельствует о повышении щелочности расплавов в указанном ряду, согласно теории Д.С. Коржинского (1977), о кислотно-основном

Рис. 50. Диаграммы парных корреляционных связей между породообразующими окислами в группах жильного материала мигматитов (I), интрузивных пород (II) и гнейсов (III). Показаны только связи, значимые с 95%-й и большей вероятностью, положительные — сплошной линией, отрицательные — штриховой.

Т а б л и ц а 28

ПЗУЗ различий между химическим составом сравниваемых групп пород методом дискриминантной функции (слева, вниз) и РМ (справа, вверх)

Группа пород	n	γ_{1+2}	γ_3	γ_4	γ_{4+5}	γ_6	γ_7	γ_7^T	γd_n^d	$\gamma d_{n+\lambda}$	γd_λ	γd_n^{GP}	γd_k^{GP}	γd^{GP}	$\gamma d^{GP} + \beta$
γ_{1+2}	(33)		0,9	1,3	1,2	2,8	2,0	1,9	2,2	2,1	2,5	2,9	2,6	2,7	2,8
γ_3	(21)	0,596		1,7	1,6	2,6	1,9	1,7	2,1	1,9	2,4	2,9	2,8	2,7	2,9
γ_4	(40)	0,012	0,004		0,2	2,5	1,6	1,5	1,9	2,1	2,9	2,2	2,4	2,2	2,3
γ_{4+5}	(44)	0,025	0,008	1,000		2,4	1,5	1,4	1,9	2,1	2,9	2,3	2,4	2,3	2,4
γ_6	(10)	0,000	0,013	0,000	0,000		2,6	2,5	3,0	3,1	3,8	3,2	3,5	3,3	3,4
γ_{7+7^T}	(40)	0,000	0,001	0,004	0,000	0,004		0,4	2,5	2,7	3,5	3,1	3,5	3,2	3,3
$\gamma_{7+7^T+7^T}$	(28)	0,000	0,018	0,000	0,008	0,000	0,997		2,3	2,5	3,3	2,9	3,3	3,1	3,2
$\gamma_{7+7^T+7^T+7^T}$	(29)	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		1,0	2,4	1,8	2,2	1,9	2,0
$\gamma_{7+7^T+7^T+7^T+7^T}$	(50)	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		1,4	1,8	1,7	1,6	1,6
$\gamma_{7+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T}$	(21)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,160	0,024		2,5	1,8	2,0	2,0
$\gamma_{7+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T}$	(9)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,023	0,002	0,004		1,4	0,8	0,9
$\gamma_{7+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T}$	(24)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,001	0,256		0,6	0,8
$\gamma_{7+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T}$	(33)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,810	0,952		0,5
$\gamma_{7+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T+7^T}$	(39)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,656	0,632	0,939	

взаимодействии катионов. В целом различные группы гранитоидов амфиболитовой фации довольно близки друг к другу, на ряде диаграмм поля их составов перекрываются (рис. 43-49, табл. 28). Это свидетельствует о близких условиях формирования гранитоидов, а также о том, что они образованы за счет одних и тех же пород. Кроме того, в формирование каждой последующей группы жильного материала кроме субстрата вовлекаются и более ранние гранитоиды; так, γ_3 формируются по мигматитам, жильный материал которых представлен γ_{1+2} , γ_4 - по гнейсам, γ_{1+2} , γ_3 - по основным породам и гранодиоритам. Последние в кислых членах также довольно близки к γ_{1+4} .

Несмотря на близость составов, для рассматриваемых групп намечается и своя специфика, связанная с определенным режимом формирования. Это фиксируется неполным совпадением составов гранитоидов разных генераций на используемых диаграммах, а также разными положениями линий парной корреляционной связи между MgO и SiO_2 . Так, на диаграмме $SiO_2 - MgO$ (рис. 47) видно, что γ_{1+2} и γ_3 при одном и том же содержании SiO_2 характеризуются более высокими значениями MgO , чем, например, γ_4 и γ_6 и даже γ_6^d в кислых разновидностях. Для γ_4 эта связь, обычно столь типичная для магматических комплексов, более слабая. Нарушение связи для γ_4 выявляется и на диаграмме $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$. Большие дисперсии средних содержаний окислов также характерны для этой группы. Эти данные в совокупности с геологическими и петрографическими наблюдениями позволяют нам прийти к выводу о различном генезисе рассматриваемых групп, в частности о разной относительной доли участия в их формировании процессов анатексиса и метасоматоза (см. ниже).

В целом гранитоиды Северной Приладожья характеризуются низкими содержаниями Na , а соответственно и низкими значениями величин $\frac{Na+K}{Al}$, $\frac{Na}{Al-K}$ и $(K+Na)$ по сравнению с аналогичными гранитоидами других регионов. В то же время относительно невысокие значения содержаний K_2O при низком Na_2O обуславливают в целом более высокие калиевую щелочность и кальциевость ($\frac{Ca}{Ca+Na}$) ладожских мигматитов по сравнению, например, с музкольскими мигматитами и гранито-гнейсами (Эволюция..., 1981).

Эволюция состава пород в парах "меланосома-лейкосома". Жильный материал в породах ладожской серии принадлежит к нескольким генерациям, располагается в различных по составу породах. Так, γ_{1+2} и γ_3 , сформированные в амфиболитовой фации, развиты только в гнейсах (gn_1 и gn_1^* соответственно), жильный материал гранулитовой фации (γ_{1+2}^{rp} и d^{rp}) - в гнейсах (gn_3) и в кристаллических сланцах основного состава (Sch^{rp}), γ_4 - как в гнейсах (gn_2), но несколько иного состава, чем gn_1 (табл. 26), так и в ортопородах основного состава и гранодиоритах (γ_6^d). Гнейсы, вмещающие γ_4 , характеризуются большей меланократовостью, т.е. высокими содержаниями Fe , Mg , Fe^{3+} , меньшими содержаниями SiO_2 (табл. 29). Это связано с тем, что они являлись субстратом не только для γ_{1+2} и γ_3 , но и для γ_4 .

Таблица 29

Средние составы пород субстрата и развитого в нем жильного материала

Окислы	gn_1		γ_{1+2}		gn_1^*		γ_3		gn_2		γ_4		γ^{β}		γ_4	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	65,34	8,82	72,91	3,88	66,08	8,82	71,74	2,91	61,49	7,01	71,04	5,31	62,09	5,08	68,40	7,82
TiO ₂	0,71	0,31	0,40	0,18	0,72	0,22	0,41	0,19	0,89	0,48	0,30	0,19	0,85	0,29	0,43	0,20
Al ₂ O ₃	15,78	2,93	13,55	1,89	15,48	3,17	14,11	1,43	16,52	2,34	14,95	2,40	17,12	2,03	15,42	2,87
Fe ₂ O ₃	1,46	1,22	0,65	0,39	1,05	0,78	1,02	1,15	1,73	1,20	0,95	0,76	1,18	0,75	1,21	0,89
FeO	4,16	1,70	2,03	0,94	4,37	1,75	2,21	0,86	5,17	1,93	1,99	0,91	4,07	1,33	2,23	1,27
MnO	0,07	0,02	0,06	0,05	0,08	0,03	0,05	0,02	0,09	0,04	0,06	0,03	0,06	0,04	0,05	0,02
MgO	2,52	1,21	1,30	0,63	2,59	1,17	1,29	0,61	3,01	1,25	1,00	0,52	1,95	0,77	1,07	0,46
CaO	2,05	0,76	2,04	0,67	2,11	0,85	2,00	0,68	3,65	1,91	2,76	1,33	3,80	1,58	2,63	1,44
Na ₂ O	2,71	0,60	3,10	0,87	2,70	0,55	3,19	0,65	2,97	0,98	3,48	1,03	3,76	0,78	3,21	0,77
K ₂ O	3,03	1,53	2,36	1,02	2,82	1,65	3,06	2,38	2,52	1,19	2,42	1,37	3,05	1,05	4,11	2,04
P ₂ O ₅	0,14	0,05	0,15	0,13	0,17	0,15	0,15	0,14	0,23	0,24	0,13	0,19	0,57	0,62	0,41	0,65
Na/(Al-K)	0,36	0,09	0,46	0,09	0,38	0,07	0,49	0,11	0,35	0,10	0,47	0,09	0,45	0,07	0,48	0,06
(Na+K)/Al	0,49	0,05	0,57	0,08	0,49	0,06	0,58	0,07	0,47	0,09	0,56	0,10	0,56	0,06	0,63	0,08
Na/K	1,71	0,82	2,64	2,32	1,98	0,87	2,32	1,42	2,27	1,26	3,14	2,22	2,09	0,88	1,63	0,08
Ca/(Ca+Na)	0,29	0,06	0,27	0,06	0,30	0,07	0,26	0,08	0,39	0,10	0,29	0,07	0,35	0,11	0,29	0,08
$\frac{K+Na}{Na+K+Ca}$	0,80	0,07	0,80	0,06	0,79	0,07	0,82	0,06	0,71	0,11	0,77	0,007	0,74	0,08	0,80	0,09
K _{шел}	6,82	1,57	5,81	1,26	5,86	1,63	7,00	2,72	6,00	1,38	6,37	1,70	7,56	1,58	7,78	2,22
F	55,19	5,71	53,90	16,92	54,16	4,71	57,20	12,77	55,76	6,52	62,14	10,01	59,75	5,22	62,73	9,11
f ₀	24,0	11,97	23,59	12,74	18,30	13,03	24,08	19,50	21,62	1,99	28,50	15,31	20,55	1,68	31,27	10,16
Al'	85,58	55,43	43,06	28,44	69,53	38,07	38,65	25,51	48,40	58,45	31,00	42,13	18,33	33,14	18,58	17,56
Al/An	2,80	1,23	3,15	1,23	2,48	0,93	3,19	2,25	1,78	0,68	21,79	1,55	2,23	0,65	2,57	0,87
Or/Ab	0,89	0,65	0,75	1,05	0,68	0,42	1,04	1,19	0,87	1,16	0,70	0,84	0,58	0,22	1,26	1,01
n	17		17		17		17		20		20		12		12	

Сравнение составов пар „меланосома-лейкосома“ показывает, что во всех случаях (кроме пар „ $sch^{r_p} - d^{r_p}$ “) жильный материал характеризуется по сравнению с субстратом меньшей мафичностью и большей лейкократовостью. Это отчетливо видно при сравнении средних составов меланосом и соответствующих им лейкосом как в целом по группам, в том числе и по зонам метаморфизма (табл. 30, №№ 1-6), так и по сериям, где каждому образцу субстрата отвечает образец жильного материала. Так, в сериях $gn_3 \rightarrow \gamma_{1+2}$, $gn \rightarrow \gamma_{1+2}$, $gn_1^* \rightarrow \gamma_3^*$, $gn_2 \rightarrow \gamma_4$ и $\gamma_4^d \rightarrow \gamma_4$ лейкосома значительно обогащается Si, обедняется Ti, Fe^{2+} , Mg, Fe^{3+} . Пороговое значение уровня значимости линейной дискриминантной функции для I серии равно 0.136, для II и III - 0.003 и 0.011, для IV и V - 0.000 и 0.008 (табл. 30, №№ 7-11). Жильный материал кристаллических сланцев не отличим от последних (ПЗУЗ = 0.820).

Для оценки степени различия лейкосома от меланосомы применялись значения отношений содержаний соответствующих окислов в парах „меланосома-лейкосома“, затем рассчитывались средние значения таких отношений, обозначаемых SiO_2 , Al_2O_3 и т.д., и их дисперсии для каждой группы преобразований (табл. 31). Сравнение их значений показывает, что для SiO_2 фиксируется одинаковое возрастание во всех группах ($SiO_2 < 1$), для Al_2O_3 - уменьшение. Для Ti, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Mn, Ca, P_2O_5 характерно уменьшение (значения отношений больше единицы), но эти изменения неодинаковы для рассматриваемых серий. Особенно это относится к Fe^{2+} , Fe^{3+} и Mg; Na_2O увеличивается от меланосомы к лейкосома, а K_2O уменьшается для всех серий, кроме $\gamma_4^d \rightarrow \gamma_4$. Отметим также, что максимальные коэффициенты вариаций, характерные для серии $gn_2 \rightarrow \gamma_4$ (табл. 31), - свидетельствуют о гетерогенности процесса ультраметаморфизма на этом этапе, т.е. об участии в формировании γ_4 генетически разных процессов в отличие, например, от условий образования γ_{1+2} или γ_3 .

Особенность преобразования субстрата в парах „меланосома-лейкосома“ в мигматитах разных генераций на основании упомянутых выше отношений окислов оценивается и по методу линейной дискриминантной функции. Пороговое значение уровня значимости для серий $gn_1 \rightarrow \gamma_{1+2}$ и $gn^* \rightarrow \gamma_3^*$ равно 0.954 (табл. 30, № 12), т.е. серии аналогичны друг другу, что обусловлено как близостью состава исходного субстрата, так и самого жильного материала γ_{1+2} и γ_3^* , а также близким возрастом и одинаковыми условиями их образования. В то же время ПЗУЗ для серий $gn_2 \rightarrow \gamma_4$ и $gn_1 \rightarrow \gamma_{1+2}$ равно 0.050 (табл. 30, № 13), что при близких условиях формирования может быть обусловлено разным характером процессов ультраметаморфизма. Для серий ($gn^{r_p} + sch^{r_p}$) \rightarrow ($\gamma_{1+2}^{r_p} + d^{r_p}$) и $gn_1 \rightarrow \gamma_{1+2}^a$ ПЗУЗ равно 0.131 (табл. 30, № 18), что также свидетельствует о некотором различии в условиях формирования этих групп.

Эволюция состава жильного материала в метаморфической зональности. Выше отмечалось, что γ_{1+2} формировались при разных температурах в условиях зонального метаморфизма - в амфиболито-

Т а б л и ц а 30

Результаты сравнения составов пород в группах „меланосома-лейкосома” методом дискриминантных функций

Номер п.п.	Группа	n_1	n_2	ПЗУЗ	PM	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	$gn^I - \gamma_{1+2}^I$	18	13	0.049	2.3	-	+	+	+	+	+	+		
2	$gn^{IIa} - \gamma_{1+2}^{IIa}$	26	10	0.004	2.8	-	+	+	+	+	+	+		-
3	$gn^{II\delta} - \gamma_{1+2}^{II\delta}$	21	10	0.008	3.0	-	+	+		+		+		
4	$sch^{GP} - \gamma^{GP}$	8	5	0.820	4.4									
5	$gn^{IIa} - \gamma_4^{IIa}$	26	19	0.000	3.2	-	+			+		+		
6	$gn^{II\delta} - \gamma_4^{II\delta}$	21	21	0.000	3.0	-				+	+	+		
7	$gn_1 - \gamma_{1+2}$	17	17	0.003	2.7	-	+			+		+		
8	$gn_1 - \gamma_3$	17	17	0.011	2.4		+			+	+	+		
9	$gn_2 - \gamma_4$	20	20	0.000	2.7	-	+			+		+		
10	$gn_3 - \gamma_{1+2}^{GP}$	10	10	0.136	2.9	-	+			+		+		
11	$\gamma^{\delta} - \gamma_4$	12	12	0.008	3.9	-	+			+		+		
12	$gn_1 \rightarrow \gamma_{1+2} - gn_1 \rightarrow \gamma_3$	17	17	0.954	0.8									
13	$gn_1 \rightarrow \gamma_{1+2} - gn_2 \rightarrow \gamma_4$	17	20	0.050	1.9		+							
14	$gn_1 \rightarrow \gamma_{1+2} - \gamma^{\delta} \rightarrow \gamma_4$	17	12	0.279	1.8									
15	$gn_1 \rightarrow \gamma_3 - gn_2 \rightarrow \gamma_4$	17	20	0.245	1.5									
16	$gn_1 \rightarrow \gamma_3 - \gamma^{\delta} \rightarrow \gamma_4$	17	12	0.437	1.6			-						
17	$gn_2 \rightarrow \gamma_4 + \gamma^{\delta} \rightarrow \gamma_4$	20	12	0.432	1.5									
18	$sch + gn_3 \rightarrow \gamma_{1+2}^{GP} - gn_1 \rightarrow \gamma_{1+2}^a$	14	17	0.131	2.0									
19	$sch + gn_3 \rightarrow \gamma_{1+2}^{GP} \rightarrow gn_2 \rightarrow \gamma_4$	14	20	0.418	1.4									
20	$sch + gn_3 \rightarrow \gamma_{1+2} - \gamma^{\delta} \rightarrow \gamma_4$	14	12	0.924	1.1									
21	$gn_1 - gn_2$	23	29	0.114	2.2	+	-			-		-	-	-
22	$gn_1 - gn_3$	17	10	0.169	2.0						-		-	-
23	$gn_2 - gn_3$	20	10	0.158	1.9						-		-	-

П р и м е ч а н и е. Знаки „+” и „-” обозначают, что в первой из сравниваемых групп содержание данного окисла или величина отношения окислов значимо (с вероятностью $\geq 95\%$) больше (меньше), чем во второй группе. №№ 1-6 - сравнение групп „субстрат- жильный материал”, №№ 7-11 - в сравниваемых группах строгое соответствие пар „субстрат- жильный материал”, №№ 12-20 - сравнение проводилось по отношению окислов в парах образцов „субстрат- жильный материал”, №№ 21-23 - сравнивались субстраты для жильного материала разных генераций (см. прим. к табл. 26).

Т а б л и ц а 31

Средние значения величин отношений окислов в парах „меланосома-лейкосома“ мигматитов

Окислы	$\gamma_{n_1} \rightarrow \gamma_{1+2}$	$\gamma_{n_1}^* \rightarrow \gamma_3$	$\gamma_{n_2} \rightarrow \gamma_4$	$\gamma^{\delta} \rightarrow \gamma_4$	$\gamma_{n_3} + sch^{GP} \rightarrow \gamma_{1+2}^{GP} + \delta^{\delta}$
SiO ₂ '	0.90	0.92	0.87	0.91	0.91
TiO ₂ '	0.13	0.13	0.11	0.09	
Al ₂ O ₃ '	2.11	2.00	4.11	2.49	2.86
Fe ₂ O ₃ '	1.16	0.82	3.93	1.49	
FeO'	1.19	1.11	1.13	1.15	1.10
MnO'	0.28	0.25	0.22	0.25	
MgO'	2.84	3.00	2.89	1.18	1.72
CaO'	2.39	5.36	2.72	0.88	
Na ₂ O'	2.83	2.98	3.11	2.14	2.02
K ₂ O'	2.44	1.35	1.96	1.07	
P ₂ O ₅ '	2.00	2.05	1.75	1.54	1.57
n	1.38	1.40	1.16	1.04	
	2.67	2.75	4.54	2.36	2.83
	2.34	2.51	5.58	1.78	
	1.08	1.33	1.48	1.58	1.33
	0.49	1.45	0.89	0.51	
	0.96	0.87	0.87	1.26	1.05
	0.40	0.18	0.30	0.50	
	1.53	1.26	1.44	0.89	1.80
	0.93	0.89	1.19	0.52	
	1.32	2.38	3.22	2.73	2.35
	1.07	2.95	3.50	2.35	
n	17	17	20	12	14

Примечание. SiO₂', TiO₂' ... и т.д. — отношения содержания окислов в меланосоме (в вес. %) к их содержанию в лейкосоме (в вес. %).

вой (γ_{1+2}^{α}) и гранулитовой (γ_{1+2}^{GP}) фациях. В γ_{1+2}^{GP} встречается иногда гиперстен, биотиты содержат больше Mg и Ti, плагиоклазы — больше Ca. γ_{1+2}^{α} , связанные с условиями амфиболитовой фации, относятся к двум субфациям: первое их появление имеет место в мусковит-биотит-гранат-силлиманитовой субфации (субфация I, соответственно γ_{1+2}^I), более широкое их развитие наступает в низкотемпературной части гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой (субфация II^a, $\gamma_{1+2}^{II^a}$) и отчасти гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовой субфации. γ_{1+2}^{GP} и δ^{GP} уже сформировались в высокотемпературной части субфации с кордиеритом, которая относится к гранулитовой фации (субфация II^b, $\gamma_{1+2}^{II^b}$). γ_3 располагаются также в пределах этих трех субфаций ($\gamma_3^I, \gamma_3^{II^a}, \gamma_3^{II^b}$), пространственно приурочены к двум последним субфациям ($\gamma_4^{II^a}$ и $\gamma_4^{II^b}$), но по времени отстают от формирования зональности.

Проверим, происходит ли изменение состава пород по зонам метаморфизма двумя методами: 1) с помощью одномерного линейного тренда — все анализы располагаются по возрастанию степени метаморфизма, проектируются на одну линию СВ-ЮЗ и оцениваются с использованием рангового коэффициента корреляции Спирмена (ρ); 2) с помощью линейной дискриминантной функции — сравниваются составы пород трех зон метаморфизма.

Построение линейных трендов для γ_{1+2} и γ_3 по породообразующим окислам показывает, что намечается тенденция изменения содержаний SiO_2 , CaO , FeO , Fe_2O_3 с повышением степени метаморфизма (увеличение FeO , Fe_2O_3 , CaO , уменьшение SiO_2), величина $\rho = 0.3-0.4$.

Эти же особенности изменения состава для γ_{1+2} подтверждаются и методом дискриминантной функции. Так, в ряду $\gamma_{1+2}^{\text{I}} \rightarrow \gamma_{1+2}^{\text{IIa}} \rightarrow \gamma_{1+2}^{\text{IIb}}$ I группа отличается от II и III (табл. 32, 33, №№ 4-6). Эти различия связаны с уменьшением от I группы к III содержаний SiO_2 , увеличением FeO , Fe_2O_3 и CaO (табл. 32). Гранитоиды III генерации вследствие небольшого количества анализов рассмотрены нами в таком ряду $\gamma_3^{\text{I}} \rightarrow \gamma_3^{\text{II}}$, где группа γ_3^{II} объединяет лейкосому, связанную с субфациями II^a и II^b, т.е. с гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовыми субфациями высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций. Степень их отличия меньше 95-й вероятности, но довольно существенная (ПЗУЗ О.113, Р.М. 3.3; табл. 33, № 7) и обусловлена убыванием содержаний SiO_2 и Na_2O , возрастанием TiO_2 , Al , FeO , MgO , K_2O .

К числу причин, определяющих подобные изменения, может относиться температура, повышение которой способствует выплавлению лейкосом более основных составов (Винклер, Платен, 1968; Винклер, 1979). Интересно, что состав меланосомы меняется от зоны к зоне (табл. 32), причем с повышением степени метаморфизма происходит повышение меланократовости пород в ряду $gn^{\text{I}} \rightarrow gn^{\text{IIa}} \rightarrow gn^{\text{IIb}}$, уменьшается содержание SiO_2 , возрастают количества Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO . Эта направленность подтверждается и дискриминантной функцией (табл. 33, № 1-3). Казалось бы, эти особенности субстрата могли влиять на состав жильного материала, обуславливая его более основной состав. Судя по экспериментальным данным, состав анатектитов мало зависит от состава исходного субстрата, особенно в начале плавления пород, когда количество расплава составляет не более 50%, а в случае ладожских ранних мигматитов (γ_{1+2} и γ_3) — не более 20%. Следует также отметить, что в зонах IIa и IIb кроме γ_{1+2} и γ_3 большим развитием пользуются γ_4 , и если они выплавлялись хотя бы частично из субстрата, то этим и определяется более основной современный состав его. Отсюда температура остается решающим фактором, определяющим состав расплава. Ее повышение в жильном материале по зонам фиксируется и по данным исследования включений раскристаллизованных расплавов (см. ниже). Состав исходных пород может оказывать влияние с точки зрения воздействия его на кислотность-щелочность флюидов и через них — на формирующиеся расплавы.

Т а б л и ц а 32

Средние составы пород субстрата и жильного материала мигматитов по зонам метаморфизма

Оксиды		gn ^I	gn ^{IIα}	gn ^{IIδ}	γ ^I ₁₊₂	γ ^{IIα} ₁₊₂	γ ^{IIδ} ₁₊₂	γ ^I ₃	γ ^{II} ₃	γ ^{IIα} ₄	γ ^{IIδ} ₄
SiO ₂	α	67.60	61.31	62.21	73.47	71.95	70.36	72.97	70.25	71.50	67.73
	β	6.48	7.70	7.62	4.38	3.49	6.12	2.02	2.87	5.57	6.04
TiO ₂	α	0.65	0.95	0.80	0.36	0.35	0.35	0.35	0.57	0.29	0.45
	β	0.21	0.40	0.30	0.18	0.20	0.20	0.10	0.20	0.16	0.35
Al ₂ O ₃	α	15.08	16.22	16.32	13.29	14.41	14.18	13.61	14.53	14.27	16.26
	β	2.36	2.81	2.88	2.35	1.76	2.32	0.97	1.70	1.55	2.75
Fe ₂ O ₃	α	1.11	2.37	1.23	0.61	0.58	1.01	0.47	0.49	1.38	0.81
	β	0.57	1.27	0.90	0.34	0.48	0.61	0.20	0.31	1.03	0.62
FeO	α	3.74	5.42	5.33	2.08	2.00	2.93	2.16	2.62	2.19	2.26
	β	1.45	1.83	1.66	1.05	0.97	1.50	0.55	1.15	1.41	0.94
MnO	α	0.08	0.09	0.11	0.07	0.04	0.09	0.05	0.04	0.07	0.05
	β	0.02	0.04	0.05	0.06	0.02	0.05	0.01	0.02	0.04	0.04
MgO	α	2.17	3.45	3.25	1.30	1.00	1.49	1.19	1.55	0.90	1.16
	β	0.92	1.33	1.23	0.71	0.54	1.05	0.33	0.84	0.51	0.47
CaO	α	2.06	2.29	3.36	2.12	2.33	2.70	1.97	1.97	2.37	3.07
	β	0.85	1.04	1.61	0.79	0.64	1.34	0.43	0.88	1.09	1.47

Na ₂ O	α	2.59	2.45	2.97	2.95	3.34	2.78	3.24	2.90	3.12	3.69
	β	0.73	0.83	0.64	1.16	0.58	0.53	0.68	0.44	0.91	1.01
K ₂ O	α	2.94	3.21	2.72	2.05	2.94	2.43	2.25	4.07	2.63	3.31
	β	1.65	1.29	1.54	0.99	1.33	2.24	0.95	2.99	1.85	1.78
P ₂ O ₅	α	0.15	0.16	0.17	0.20	0.07	0.12	0.18	0.09	0.21	0.22
	β	0.06	0.18	0.19	0.14	0.04	0.10	0.14	0.06	0.45	0.35
$\frac{K+Na}{Al}$		0.49	0.47	0.68	0.52	0.60	0.49	0.53	0.59	0.57	0.60
Nα / K		1.77	1.38	2.29	2.91	2.26	4.86	2.63	1.49	2.52	2.42
F		55.06	54.96	52.03	54.24	61.22	57.01	55.18	53.96	67.47	55.51
f ₀		21.80	25.98	16.91	22.59	18.94	25.21	17.73	13.03	35.16	22.39
n		18	26	21	13	10	10	13	8	19	21

Примечание. gn^I - гнейсы зоны I (мусковит-гранат-биотит-силлиманитовая субфация), gn^{IIα} - гнейсы зоны IIα (гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовая субфация амфиболитовой фации), gn^{IIδ} - гнейсы зоны IIδ (гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовая субфация гранулитовой фации); γ^I₁₊₂, γ^I₃ - жильный материал зоны I, γ^{IIα}₁₊₂, γ^{IIα}₄, γ^{IIδ}₁₊₂, γ^{IIδ}₄ - то же зоны IIα, γ^{IIδ}₁₊₂, γ^{IIδ}₄ - то же зоны IIδ, γ^I₃ - то же зоны IIα+IIδ.

Т а б л и ц а 33

Сравнение составов пород по зонам метаморфизма методом дискриминантной функции

Но- мер п.п.	Группа пород	n_1	n_2	ПЗУЗ	PM	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	$gn^I - gn^{II\alpha}$	18	26	0.003	2.2	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	$gn^I - gn^{II\delta}$	18	21	0.007	2.2	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	$gn^{II\alpha} - gn^{II\delta}$	26	21	0.001	2.2	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	+
4	$\gamma_{1+2}^I - \gamma_{1+2}^{II\alpha}$	13	10	0.057	3.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
5	$\gamma_{1+2}^I - \gamma_{1+2}^{II\delta}$	13	10	0.034	3.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	$\gamma_{1+2}^{II\alpha} - \gamma_{1+2}^{II\delta}$	10	10	0.604	2.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	$\gamma_3^I - \gamma_3^{II}$	13	8	0.113	3.3	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	$\gamma_4^{II\alpha} - \gamma_4^{II\delta}$	19	21	0.005	2.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

П р и м е ч а н и е. Расшифровку знаков „+“ и „-“ см. в табл. 30, групп - в табл. 32.

γ_4 , развитые в зоне II^b, имеют также более основной состав, чем γ_4 в зоне II^a, — в них больше MgO, CaO, Na₂O, Al₂O₃, меньше SiO₂ (табл. 32). ПЗУЗ равно 0.005, РМ — 2,2 (табл. 33). Эта генерация жильного материала возникла в условиях амфиболитовой фации, биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации после формирования зонального метаморфизма. Температура окружающей среды не менялась в период возникновения γ_4 ; не фиксируется изменения температуры и для жильного материала этой генерации по расплавленным включениям. По-видимому, в этом случае различие в составе обусловлено влиянием состава исходных толщ, так как масштабы проявления γ_4 более значительны, чем γ_{1+2} и γ_3 , большая часть их возникла по гранодиоритам, диоритам, габброидам, которые преимущественно развиты в зоне Пб, а не только по гнейсам, что характерно для ранних мигматитов. Различия в составе γ_4 , возникающих по гнейсам и гранодиоритам, видны из табл. 29; последние действительно характеризуются более основным составом. Эти особенности γ_4 показывают, что анатексис не был решающим фактором их образования.

Интрузивные гранитоиды

Интрузивные образования, прерывающие мигматитообразование, представлены эндербитами ($\gamma^{d_{gp}}$) и гранодиоритами (γ^d), а завершающие мигматитообразование — гранитами (γ_7). Эндербиты образуют небольшие тела, согласные и секущие, в пределах развития пород гранулитовой фации в районе Путсари-Лахденпохья ($\gamma^{d_{п}}$) и более крупный Куркиекский массив ($\gamma^{d_{к}}$). Первые (9 анализов) по составу распадаются на две подгруппы: монодиориты с высоким содержанием Al₂O₃ (SiO₂ 51–60%, нормативный кварц 5–10%) и гранодиориты (SiO₂ 68–77%, нормативный кварц 25%), что отчетливо видно на рис. 43–49 и табл. 34. Вторые (24 анализа) на диаграмме располагаются в поле гранодиоритов, реже кварцевых монодиоритов и диоритов. Эндербиты Куркиекского массива отличаются от остальных эндербитов меньшей калиевостью, большей меланократовостью, меньшими дисперсиями средних содержаний элементов. Гистограммы распределения элементов для общей выборки показывают, что SiO₂ образует два максимума, приходящиеся на интервал 60–65 и 50–60; однородные распределения фиксируются для других окислов с четкими максимумами. Характерны типичные для магматических пород корреляционные связи (табл. 27, рис. 50), высокое значение R² и процент значимых связей (табл. 27).

Гранодиориты относятся по местам своего расположения к трем регионам. Наиболее хорошо изучены гранодиориты района Риекелансари-Лахденпохья-Путсари ($\gamma^{d_{п}}$), слагающие отдельные мелкие тела или их серии, часть из которых образовалась непосредственно на месте и не несет следов перемещения. Они расположены в породах гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой субфации (29 анализов), причем автохтонные из них преимущественно развиты в ее низко-

Таблица 34

Средние химические составы интрузивных пород Северного Приладожья

Окислы	β	$\gamma^{\text{дГР}}$	$\gamma^{\text{дГР}}_{\text{п}}$	$\gamma^{\text{дГР}}_{\text{к}}$	$\gamma^{\text{д}}$	$\gamma^{\text{д}}_{\text{п+л}}$	$\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}$	$\gamma^{\text{д}}_{\text{л}}$	$\gamma^{\text{д}}_{\text{и}}$	$\gamma^{\text{дII}\alpha}_{\text{п}}$	$\gamma^{\text{дII}\delta}_{\text{п}}$	$\gamma_{\text{т}}$	$\gamma_{\text{т}}^{\text{т}}$	$\gamma_{\text{т}}^{\text{к}}$
SiO ₂	53.41	62.44	61.97	62.83	64.41	63.69	63.45	64.02	70.39	65.11	61.67	71.46	70.75	73.11
	2.43	5.40	7.61	4.17	4.62	4.33	5.15	2.95	1.50	4.44	5.41	2.35	2.32	1.46
TiO ₂	0.95	0.75	0.74	0.74	0.76	0.81	0.82	0.78	0.36	0.92	0.72	0.33	0.38	0.21
	0.42	0.41	0.62	0.31	0.27	0.24	0.28	0.19	0.08	0.26	0.27	0.21	0.22	0.12
Al ₂ O ₃	17.52	17.52	17.80	17.17	15.87	16.02	16.49	15.40	14.65	15.68	17.30	14.26	14.48	13.76
	1.67	1.67	2.40	1.45	1.51	1.53	1.69	0.99	0.45	1.30	1.73	0.76	0.61	0.85
Fe ₂ O ₃	2.58	1.02	0.99	1.08	1.06	1.12	1.22	0.98	0.55	0.95	1.51	0.77	0.83	0.62
	0.40	0.39	0.62	0.32	0.59	0.59	0.67	0.43	0.16	0.46	0.76	0.60	0.69	0.25
FeO	5.60	4.07	3.82	4.15	3.93	4.09	3.84	4.43	2.54	4.10	3.57	2.03	2.16	1.74
	1.49	1.66	2.15	1.50	1.21	1.16	1.27	0.92	0.65	1.20	1.32	0.74	0.73	0.69
MnO	0.14	0.07	0.07	0.07	0.08	0.09	0.09	0.08	0.05	0.10	0.08	0.05	0.05	0.06
	0.02	0.04	0.05	0.03	0.07	0.08	0.10	0.03	0.02	0.14	0.04	0.04	0.04	0.04
MgO	3.60	2.13	1.95	2.32	2.27	2.39	1.97	2.98	1.23	1.92	2.02	0.75	0.89	0.43
	0.52	0.97	1.34	1.03	0.89	0.86	0.72	0.67	0.15	0.62	0.84	0.61	0.68	0.19
CaO	7.21	4.67	4.54	4.71	3.48	3.64	3.41	3.97	2.11	2.77	4.10	1.50	1.51	1.50
	0.80	1.34	1.83	1.09	1.33	1.31	1.43	1.10	0.37	0.64	1.72	0.50	0.57	0.31

Примечание. β - габброиды; $\gamma^{\text{дГР}}$ - эндибиты объединяют эндибиты района Путсари ($\gamma^{\text{дГР}}_{\text{п}}$) и Куркиекского массива ($\gamma^{\text{дГР}}_{\text{к}}$); $\gamma^{\text{д}}$ - гранодиориты объединяют гранодиориты района Риекелансари-Путсари-Лохденпохья ($\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}$), Лауватсарский массив ($\gamma^{\text{д}}_{\text{л}}$), гранитоиды массива Импиенеми ($\gamma^{\text{д}}_{\text{и}}$); $\gamma^{\text{дII}\alpha}_{\text{п}}$ - гранодиориты Путсари, расположенные в зоне метаморфизма Па, $\gamma^{\text{дII}\delta}_{\text{п}}$ - то же в зоне Пб; $\gamma_{\text{т}}$ - постскладчатые граниты, объединяющие Тервусский массив ($\gamma_{\text{т}}^{\text{т}}$), Кузнеченский и др. ($\gamma_{\text{т}}^{\text{к}}$).

температурной части, а в более высокотемпературной (условия гранулитовой фации) степень перемещения более значительная. Массив Импиниими расположен в породах гранат-биотит-мусковит-силлиманитовой субфации (6 анализов), в начале зоны появления мигматитов, в Лауватсарский массив (21 анализ) и окружающие его тела — в зоне гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации. Гранодиориты этих трех групп отличаются друг от друга как по содержанию отдельных окислов, так и в целом по методу дискриминантной функции (табл. 34, 35). Породы массива Импиниими наиболее кислые ($SiO_2 = 68.8-72.4\%$), однородные, $Na_2O > K_2O$; на диаграмме $Qu-Pl-KFsp$ попадают в поле гранодиоритов-адамеллитов. Граниты Лауватсарского массива более разнообразны по составу — от кварцевых монодиоритов до гранодиоритов. Преобладают разновидности с $SiO_2 60-65\%$, обычно $Na_2O > K_2O$ (рис. 44), породы пересыщены Al_2O_3 , сумма щелочей низкая.

В гранодиоритах Путсари преобладающая масса анализов приходится на интервал $SiO_2 = 60-65\%$, Na_2O преобладает над K_2O ; причем содержание Na_2O постоянно, не зависит от содержания SiO_2 , тогда как количество K_2O уменьшается с увеличением SiO_2 (табл. 27). На диаграммах $(Na_2O + K_2O) - SiO_2, KFsp - Pl - Qu$ основная масса образцов попадает в поле гранодиоритов, хотя вариации состава значительны, часть точек располагается в поле кварцевых монодиоритов и монзонитов. Хорошо проявлены обычные для магматических пород корреляционные связи (табл. 27, рис. 50). Судя по гистограмме распределения — с отчетливо выявленным одним максимумом для $SiO_2, K_2O, Na_2O, Na/K, \frac{Na}{Al-K}, \frac{Na+K}{Al}, An, Ab, Or, Qu$, группа довольно однородна (рис. 44).

Сравнение гранодиоритов этих трех регионов показывает, что массив Импиниими характеризуется максимальной однородностью и лейкократовостью (рис. 49), т.е. породы, его слагающие, характеризуются максимальным содержанием SiO_2, K_2O, Na_2O и минимальным $Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO$ в отличие от других гранодиоритов (табл. 34). Эти отличия подтверждаются и методом дискриминантной функции (табл. 35, №№ 3, 6). Гранодиориты Лауватсари отличаются от гранодиоритов Путсари более высокими содержаниями FeO, MgO, CaO , меньшими Al_2O_3 и K_2O (табл. 34). Массивы Импиниими и Лауватсари более однородны, чем гранодиориты Путсари, где они слагают отдельные мелкие тела среди различных по составу пород. Будучи слабо перемещенными, они в большей степени отражают особенности состава субстрата исходных пород, чем сильно перемещенные и оформленные массивы Импиниими и Лауватсари. Последние близки по составу к эндербитам Куркиекского массива (рис. 43-49, табл. 34). Для гранодиоритов характерны отрицательные связи $Si-Mg, Si-Ca$ (табл. 27); число значимых связей возрастает в гранодиоритах Лауватсари, что свидетельствует о зрелости магматической системы.

По расположению среди пород разной степени метаморфизма путсарские гранодиориты делятся на две подгруппы — $\chi^{\delta} \Pi_{\alpha}^{\beta}$ и $\chi^{\delta} \Pi_{\beta}^{\beta}$, которые отличаются по содержанию отдельных элементов и в целом

Номер п.п.	Группа пород	n_1	n_2	ПЗУЗ	РМ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	$\gamma\delta_{п}^{II\alpha} - \gamma\delta_{п}^{II\delta}$	15	14	0,013	2,8	-	-	-	-				-			
2	$\gamma\delta_{п}^{II\alpha} - \gamma\delta_{\Lambda}$	15	21	0,000	3,9							-	-			
3	$\gamma\delta_{п}^{II\alpha} - \gamma\delta_{и}$	15	6	0,143	3,3	-	+			+		+				
4	$\gamma\delta_{п}^{II\delta} - \gamma\delta_{\Lambda}$	14	21	0,000	4,8			+	+	-		-		+	+	+
5	$\gamma\delta_{п}^{II\delta} - \gamma\delta_{и}$	14	6	0,203	3,3	-	+	+	+			+	+			+
6	$\gamma\delta_{\Lambda} - \gamma\delta_{и}$	21	6	0,000	5,2	-	+		+			+	+	-	-	
7	$\gamma\delta_{и} - \gamma\delta_{п}$	6	29	0,017	3,0	+	-	-	-	-		-	-			-
8	$\gamma\delta_{п}^{гр} - \beta$	9	6	0,013	4,5	+				-	-	-	-			-
9	$\gamma\delta_{к}^{гр} - \beta$	24	6	0,000	5,2	+				-	-	-	-			-

П р и м е ч а н и е. Расшифровку знаков „+“ и „-“ см. в табл. 30, индексов групп - в табл. 34.

по составу (табл. 35, № 1). В последних значимо меньше SiO_2 и больше Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO . Лауватсарские гранодиориты, будучи расположены в зоне IIa, существенно отличаются от путсарских гранодиоритов обеих зон. В целом они ближе к $\gamma^{\delta}_{п} \alpha$ (Р.М. 3.9, табл. 35, № 3), чем к $\gamma^{\delta}_{п} \beta$ (Р.М. 4.8), причем от последних они отличаются большим содержанием SiO_2 , MgO и FeO , но меньшими Na_2O и K_2O (табл. 35, № 4).

Полученные нами средние составы гранодиоритов по зонам отличаются от средних составов, соответствующих групп, приведенных в работе В.В. Зарубина и др. (1982). Это связано с тем, что авторы не выделили из группы гранодиоритов эндрбиты. Между тем последние имеют более древний возраст, что непосредственно уславливается в ряде обнажений (см. выше), и отличаются значимо от γ^{δ} большим содержанием Al_2O_3 , CaO , Na_2O (табл. 34), а также в целом (РМ 1.9, ПЗУЗ 0.000, табл. 28). Средний состав рассматриваемых гранодиоритов близок среднему составу ладожских мигматитов (Лобач-Жученко и др., 1972). Выше отмечалось, что часто, особенно в зоне IIa, удавалось наблюдать такие соотношения мигматитов и гранодиоритов, которые можно рассматривать как результат прогрессивного плавления (после формирования γ'_3) толщи и последующей гомогенизации образующегося расплава. В таких случаях конкретные серии «мигматит-автохтонный гранодиорит» показывают полную идентичность составов. В зоне IIб наряду с такими автохтонными и параавтохтонными образованиями встречаются и более перемещенные гранодиориты, причем они образовались позднее эндрбитов, насыщающих субстрат и тем самым увеличивающих его общую основность.

Таким образом, действительно с повышением степени метаморфизма в гранодиоритах повышается основность в ряду: $\gamma^{\delta}_{п} \alpha \rightarrow \gamma^{\delta}_{п} \beta \rightarrow \gamma^{\delta}_{п}$. Эта особенность скорее всего связана с повышением температуры образования гранодиоритовых магм. Область их зарождения близка к области кристаллизации в зоне IIa и IIб и более удалена в зоне I. Массив Импииниemi наиболее удален от области зарождения соответствующей магмы. Можно предположить, что в процессе перемещения имела место дифференциация родоначальной магмы путем фракционирования или плавлению подвергались породы, отличающиеся по составу от ладожских гнейсов, имеющих более основной состав, чем массив Импииниemi. По мнению С.Б. Лобач-Жученко и др. (1974), источником магмы для него явились гранито-гнейсы фундамента.

Граниты Тервусского (28 анализов γ^{τ}_7), Кузнеченского (12 анализов γ^{κ}_7) и других массивов, формирующиеся после мигматитов У1 генерации и обозначенные γ^{τ}_7 , относятся к гранитам нормального и субщелочного ряда ($K_2O > Na_2O, K_2O + Na_2O > 5.3$); только γ^{κ}_6 превосходят их по содержанию К и сумме щелочей. На диаграммах $KFspr - pe - Qu$ и $K_2O + Na_2O - SiO_2$ они довольно компактно ложатся в поле адамеллитов, тогда как мафичность гранитов Тервусского массива выше, а кремнекислотность ниже, чем Кузнечен-

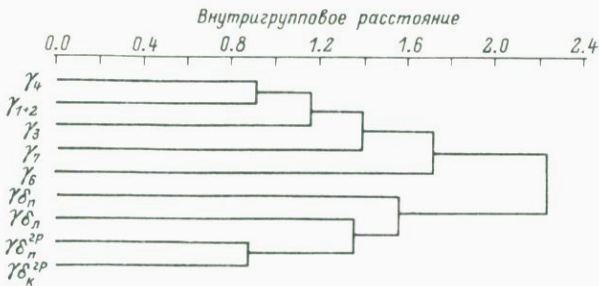


Рис. 51. Дендрограмма, характеризующая степень родства составов жильного материала мигматитов и интрузивных пород на основании величин РМ.

ского и других массивов (рис. 49), что подтверждается более высокими содержаниями CaO и MgO и низкими K_2O . Они пересыщены глиноземом. Как по содержанию отдельных окислов так и в целом методом дискриминантной функции γ_7 отличаются от жильного материала мигматитов (табл. 28). Так, в отличие от γ_{1+2} и γ_3 они характеризуются значимо низкими содержаниями CaO , MgO и более высокими K_2O ; будучи наиболее близкими к γ_6 , имеют большие содержания Fe, низкие Ca и K. Эти закономерности отчетливо видны на ряде диаграмм, где поля точек γ_7 не перекрываются ни с γ_6 , ни с другими гранитами. В них проявляются корреляционные связи, типичные для магматических пород. Процент значимых связей, как и R^2 (табл. 27), высок. Особенно это касается Тервусского массива, в отличие от Кузнеченского и др., где более активно проявлен калиевополевошпатовый порфиробластез, нарушающий эти связи.

Если сравнить составы жильного материала разных генераций и интрузивных пород, то отчетливо выступает их отличие. На диаграмме (рис. 51), являющейся отражением значений РМ, при попарном сравнении все исследованные группы распадаются на два сообщества: к одному относятся эндербиты и гранодиориты, к другому — лейкосомы разных генераций. К последним тяготеют и γ_7 , обнаруживая тем самым сходство по составу с жильным материалом мигматитов, хотя последовательность рядов корреляционных связей в этой группе, как и в эндербитах, типична для магматических образований. Эти особенности расположения групп сохраняются и на дендрограмме, полученной при сравнении групп по факторам, и обусловлены не только различием составов пород, но и характером связей между элементами, что в свою очередь может определяться разным сочетанием тех или иных типов породообразующих процессов.

Общие закономерности эволюции состава гранитоидов

1. При последовательном развитии различных генераций лейкосом в ряду $\gamma_{1+2} \rightarrow \gamma_3 \rightarrow \gamma_4 \rightarrow \gamma_5 \rightarrow \gamma_6$ возрастает содержание K_2O , уменьшаются кремнекислотность и меланократовость пород, соответственно увеличивается значение ряда отношений, например $\frac{\text{Ca} + \text{Na}}{\text{Al}}$,

$\frac{Na}{Al-K}$, K/Na , $(K+Na)^1$ (табл. 26, рис. 43–49). Значимость этих изменений подтверждается статистически (табл. 28).

2. В целом отличительной особенностью составов жильного материала γ_{1+2} , γ_3 и γ_4 являются низкие содержания в них Na_2O , вследствие чего сумма щелочей, как и отношение Na/K , оказывается заниженной по сравнению с ультраметаморфогенными гранитоидами других регионов (Эволюция..., 1981; Эволюция вещества..., 1972).

3. При широких вариациях составов каждая группа лейкосом имеет свою определенную специфику: так, дисперсии средних содержаний окислов максимальны для γ_4 (табл. 26), в то же время для них характерно наибольшее количество значимых корреляционных связей (49%). Граниты γ_6 обладают минимальным количеством значимых связей и самой низкой величиной R^2 ; γ_3 – наиболее однородные, гомогенные по составу гранитоиды.

4. В ранних генерациях жильного материала (γ_{1+2} и γ_3) с повышением степени метаморфизма от мусковит-биотит-гранат-силлиманитовой субфации (зона I) до высокотемпературной области гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой (зона IIб) изменяется состав в сторону повышения основности: уменьшается содержание SiO_2 , возрастает концентрация CaO , FeO , Fe_2O_3 (табл. 32). Эти изменения обуславливаются повышением температуры метаморфизма и ультраметаморфизма. Изменение состава субстрата в том же направлении связано с увеличением количества жильного материала по зональности и появлением кроме γ_{1+2} и γ_3 значительных масс γ_4 . Последние также неоднородны: в зоне IIб они менее кремнекислотные и более меланократовые. Это связано с тем, что γ_4 в этой зоне возникают не только по гнейсам, но и гранодиоритам, диоритам, габброидам.

5. При развитии мигматитов любой генерации лейкосома всегда оказывается богаче гнейсовой меланосомы SiO_2 и Na_2O , беднее FeO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , CaO и K_2O . Только при возникновении γ_4 по гранодиоритам наблюдается увеличение K . Обнаруживаются различия при развитии по гнейсам γ_4 и $\gamma_{1+2} + \gamma_3$, что выражается в более существенном уменьшении в первом случае TiO_2 , MgO , P_2O_5 (табл. 31). Это обусловлено изменением типа процессов, приводящих к формированию γ_4 по сравнению с γ_{1+2} и γ_3 .

6. Эндербиты характеризуются высокой глиноземистостью и низкой калиевостью, что дает основание считать их продуктами дифференциации мантийных андезитовых магм. По уровню генерации магм, возрасту и составу они отличаются от групп гранодиоритов, в значительной части возникающих в зоне IIа и IIб, где уровни генерации магм и становления интрузивов совпадают. Такие гранодиориты по составу близки к мигматитовому субстрату. Гранодиориты меняют свой состав по метаморфической зональности, оказываясь все более основными от зоны I к зоне IIб. По составу и характеру корреляционных связей гранодиориты и эндербиты отличаются от жильного материала мигматитов (рис. 50). В них также по сравнению с последними более высокие значения сводного показателя

сил корреляционных связей (R^2) и процент значимых связей (табл. 27).

7. γ_7 ближе по составу к жильному материалу, чем к группам эндербитов и гранодиоритов, но значительно отличаются от непосредственно предшествующих им γ_6 , вследствие чего в эволюционном ряду $\gamma_{1+2} \rightarrow \gamma_3 \rightarrow \gamma_4 \rightarrow \gamma_5 \rightarrow \gamma_6 \rightarrow [\gamma_7]$ происходит нарушение направленности изменения содержаний SiO_2, K_2O, Al_2O_3 , что может свидетельствовать о самостоятельности γ_7 , специфическом режиме их формирования. Это подтверждается наличием в них последовательностей корреляционных связей, свойственных магматическим породам, высокими значениями R^2 и процента значимых связей (табл. 27) в отличие от лейкосом мигматитов.

8. Анализ диаграмм парных корреляционных связей (рис. 50) показывает, что характер этих связей меняется во времени и различен для лейкосом мигматитов и интрузивных образований и существенно отличен от гнейсов. γ_3 в этом отношении имеют свою очень ясно выраженную специфику (отсутствие связей SiO_2 с мафической группой элементов), отличающую их от лейкосом других генераций и обусловленную, как будет показано далее, их диатектическим происхождением. γ_6 характеризуется малым количеством значимых связей, а также почти полным отсутствием связей SiO_2 с другими элементами, наличием связей в группе $Ca-Al-K$, что также является отражением специфики процессов, ведущих к их образованию, в частности проявлением калиевого метасоматоза. γ_7 по набору связей ближе к группе гранодиоритов, но имеет положительную связь K с Si и отрицательную K и Ti , что и свидетельствует о появлении калиевого полевого шпата в большом количестве при минимальном содержании биотита, тогда как в других группах, менее калиевых, эта связь положительная.

Включения минералообразующих сред

Жильный материал мигматитов

Лейкократовые минералы гранитоидов жильного материала мигматитов и гранодиориты содержат включения минералообразующих сред различных генераций и разных генетических типов. Наибольшим развитием пользуются газowo-водные включения, состоящие из жидкой и газообразной водной фазы ($H_2O_{ж} + H_2O_{г}$) с меняющимися отношениями газа и жидкости в зависимости от температуры. Обычно их гомогенизация осуществляется в жидкую фазу, при возрастании газовой фазы до 60% жидкость растворяется в газе. Меньшим распространением пользуются трех- и более фазовые включения, содержащие $H_2O_{ж} + H_2O_{г} + \text{солевая фаза}$. Последняя развита в виде одного или двух кристалликов. Кроме того, обнаружены включения с CO_2 с меняющимся количественным отношением H_2O и CO_2 ($H_2O_{ж} + CO_{2ж} + CO_{2г}$). CO_2 вытесняет иногда H_2O , которая составляет в них иногда до 10%, уменьшаясь до тонкой пленки или вообще ис-

чезая. Особую группу составляют однофазовые включения CO_2 , которые гетерогенизируются при охлаждении включения, что свидетельствует об их формировании при повышенных давлениях. Особенно характерны подобные включения для гранатов, в меньшей мере для кварца и плагиоклаза. Обычно такого типа включения отмечаются в метаморфических минералах (Долгов и др., 1967; Седова, 1976, 1977; Touret, 1971 и др.). Наибольший интерес представляют для нас кристаллофлюидные включения и включения раскристаллизованного расплава. Присутствие последних в минералах гранитоидов свидетельствует о том, что в формировании гранитоидов принимали участие расплавы.

Гомогенизация включений проводилась в термокамере с платиновой спиралью в обычном режиме нагревания (Седова, 1976). Схема гомогенизации для раскристаллизованных включений обычно такова: силикатная фаза + газ \rightarrow расплав + газ \rightarrow расплав. В некоторых включениях раскристаллизованных расплавов обнаружена несиликатная фаза обычно кубической формы, которая начинает плавиться первой и при более низких температурах ($\sim 500^\circ$) по сравнению с силикатными фазами. По-видимому, это солевая фаза, а включения аналогичны тем, что выделены А.И. Захарченко (1978) как промежуточные между расплавленными и кристаллофлюидными. Кроме того, среди включений раскристаллизованных расплавов в кварце из γ_{1+2} было обнаружено включение со специфической схемой гомогенизации (рис. 52, а). При 680° начинается частичное плавление твердых силикатных фаз, несколько округляются края включения, отчетливо проявляются при нагревании газовые пузырьки, причем по мере повышения температуры происходит объединение пузырьков газа и укрупнение еще оставшихся силикатных фаз. При 700° появляется удлиненный кристалл прямоугольной формы. По мере нагревания и при двухчасовых выдержках при 700 и 750° происходит растворение всех твердых фаз, кроме этого кристалла; он сохраняется и после растворения газовой фазы при $T = 780^\circ$ и при дальнейшем нагревании до 1200° и четырехчасовой выдержке при этой температуре. Форма включения изменяется, порода вокруг включения размягчается. При охлаждении до 760° появляется газовый пузырек, восстанавливается форма включения. Вероятно, неплавящийся кристалл, имеющий прямое угасание и положительное удлинение, может быть фазой Al_2O_3 - силлиманитом. Он мог возникнуть в закрытой системе при инконгруэнтном плавлении мусковита, находящегося среди силикатных фаз.

Гомогенизация солевых включений протекает следующим образом: раствор + солевая фаза + газ \rightarrow газ + раствор \rightarrow раствор или раствор + солевая фаза + газ \rightarrow солевая фаза + раствор \rightarrow раствор. Температура частичной и полной гомогенизации приведена в табл. 36.

На рис. 53,а, приведены результаты измерений $T_{\text{гом}}$ включений в кварцах и плагиоклазах из пород жил γ_{1+2} , в том числе из очака кварц-полевошпатового состава с мусковитом, имеющего в поперечнике 1,5 см и относящегося к начальной стадии зарождения жильного материала, а также из таких же минералов γ_3 , γ_4 и γ_0 .

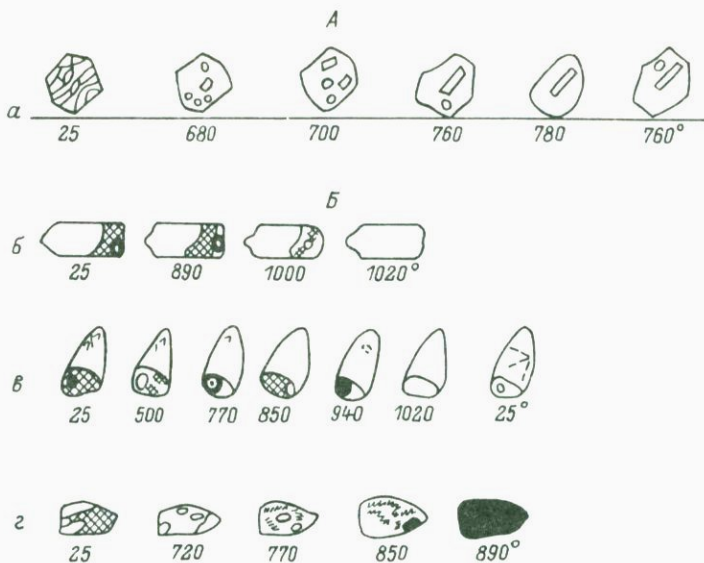


Рис. 52. Поведение включений при нагревании для жильного материала мигматитов (А) и интрузивных пород (Б).

В табл. 36 сведены результаты распределения водно-газовых, солевых и расплавных включений по $T_{\text{гом}}$. В γ_{1+2} все включения по $T_{\text{гом}}$ образуют непрерывный ряд от 150–200 до 750–800°C. Солевые включения отмечаются во всех интервалах температур, сосуществуя параллельно с газово-водными включениями от интервала 200–250 до 550–600°, а с интервала 600–650 до 700–750° вместе с раскристаллизованными включениями расплавов. Из исследованных 105 водно-газовых и солевых включений максимумы в 25 и 33 включения приходятся на интервалы 200–250 и 300–350°. Солевые водно-газовые включения, судя по разнице температуры частичной и полной гомогенизации, кристаллизовались при давлении порядка 1 кбар (Пизнюр, 1973). В γ_3 включения по $T_{\text{гом}}$ распределяются иным образом. Нет непрерывного ряда по температурам (табл. 36). Водно-газовые включения (12 штук) приходятся на диапазон T 150–400°, без четких максимумов по интервалам. Солевые включения гомогенизируются при 340, 490 и 560°. Последняя характерна для начала плавления в некоторых раскристаллизованных включениях с кристаллами соли, полная гомогенизация относится к 670–730°. Основная масса раскристаллизованных включений расплавов обычно имеет более высокие T начала плавления (670–720°) и более высокие T растворения газовой фазы (до 780°C).

В γ_4 водно-газовые и солевые включения (в количестве 28 штук) распределяются в интервале 150–350°. Водно-солевые включения редки. Во включениях раскристаллизованных расплавов плавление на-

Т а б л и ц а 36. Распределение включений по интервалам температур гомогенизации

Тип включений		Интервал $T_{\text{Гом}}, ^\circ\text{C}$	Группа пород					γ_7^T
			γ_{1+2}	γ_3	γ_4	$\gamma_{\text{дк}}^{\text{ГР}}$	$\gamma_{\text{дп}}$	
Кристалло- флюидные	Газово-жидкие, жидко- газовые, двух- и трехфазовые, с крис- таллами солей	100-150	16		1		4	10
		150-200	19	2	8		15	10
		200-250	31(6)	3	5(2)		4	10
		250-300	28(3)	4(1)	7		13	10
		300-350	40(4)	7(1)	5		20	20
		350-400	22(5)	4	-		27	50
		400-450	6(1)		1(1)	5	4(1)	50(1)
		450-500	6(1)	4(3)	1(1)			1(1)
		500-550	4(1)				1	
		550-600	5(2) 1*	2(1) 1*			3	
	Раскристаллизованные расплавы	600-650	7, 2*	2			4	
		650-700	9 2*	3			5	
		700-750	10	15, 3*	5, 2*		3	
		750-800	6	12	5		3	27 1*
		800-850		2	1		1	1 1*
		850-900				1	1	19
		900-950					1	4
		950-1000					2	
		1000-1050					1	70
		1050-1100				1		
1100-1150				3		8		
Газово-жидкие (в том числе с CO_2)			155	23	26	5	84	160
Солевые			21	6	4		3	2
Кристаллофлюидные			5	4	2			
Раскристаллизованный расплав			25	34	12	5	21	121
Исследовано всего			204	67	44	10	108	283

П р и м е ч а н и е. Количество солевых включений из группы газово-жидких показано в скобках, кристаллофлюидных - отмечено звездочкой. Для расплавных и солевых включений учтены температуры полной гомогенизации.

чинается при $T = 530^\circ$, полная гомогенизация наступает при $600-740^\circ \text{C}$.

Уже из рис. 53, а видна некоторая тенденция повышения $T_{\text{гом}}$ включений раскристаллизованных расплавов из минералов γ_{1+2} , принадлежащих зоне I, к γ_{1+2} зоны IIб. Это подтверждается и средними значениями $T_{\text{гом}}$ (см. ниже). Полученные результаты согласуются с данными по изменениям составов биотитов жильного материала мигматитов и его валового состава по зональности. Для γ_3 подобных изменений $T_{\text{гом}}$ включений не наблюдалось. В целом во временном ряду жильного материала мигматитов средние значения $T_{\text{гом}}$ меняются следующим образом:

$$\begin{array}{ccccccc} & & & & \gamma_{1+2}^I & \longrightarrow & \gamma_{1+2}^{II} \\ & & & & 678^\circ(12)^1 & \longrightarrow & 711(12) \\ \longrightarrow & \gamma_{1+2}^{II\delta} & \longrightarrow & \gamma_3^I & \longrightarrow & \gamma_3^{II\delta} & \longrightarrow & \gamma_4 \\ 772(5) & & 732(27) & & 745(7) & & 717(14). \end{array}$$

Принимая, согласно дан-

ными многими исследователями (Ермаков, Долгов, 1979; Чупин и др., 1975, и др.), что температура полной гомогенизации включений раскристаллизованных расплавов отвечает температуре формирования гранитоидов, видим, что для γ_{1+2} полученные температуры близки к условиям метаморфизма в соответствующих зонах: для гнейсов зоны I по гранат-биотитовому термометру и минеральным равновесиям T определяется в $630-680^\circ$; от зоны IIа к IIб T растет от 685 до 775°C . γ_3 в сравнении с γ_{1+2} и γ_4 имеют более высокие температуры. Это кажется понятным, так как по геологическим соотношениям представляется, что γ_3 формируются при диатексисе ранних мигматитов. В γ_4 полученные по биотит-гранатовому термометру температуры на $20-40^\circ$ ниже, чем для субстрата и для включений раскристаллизованных расплавов в кварцах этих же гранитов. Они попадают в суперсолидусную область — выше температуры начала плавления, но ниже температуры полной гомогенизации. Возможно, это связано с тем, что порфиробласты граната и равновесный с ним биотит кристаллизовались позже одноименных минералов в гнейсах на позднемаягматической стадии. Об этом свидетельствуют редкие расплавные включения в гранатах, возникших после частичной кристаллизации расплавов, что подтверждается формированием гранат-биотитовых зон, секущих контакты гранитов с гнейсами.

В целом $T_{\text{гом}}$ раскристаллизованных включений расплавов ладожских мигматитов, которые характеризуют именно стадию расплава и особенно температуры начала плавления твердых фаз, имеют более низкие значения, чем те, что известны для гранитоидов амфиболитовой фации других регионов (Эволюция..., 1981; Долгов и др., 1978; Томиленко, Чупин, 1983). Это связано со спецификой расплавов, насыщенных хлоридами K и Na. Эта специфика сохраняется и на пнеуматолитовом и гидротермальном этапах. Для γ_{1+2} вообще характерен непрерывный переход от расплавов и рас-

¹ В скобках — количество определений, из которого рассчитано среднее.

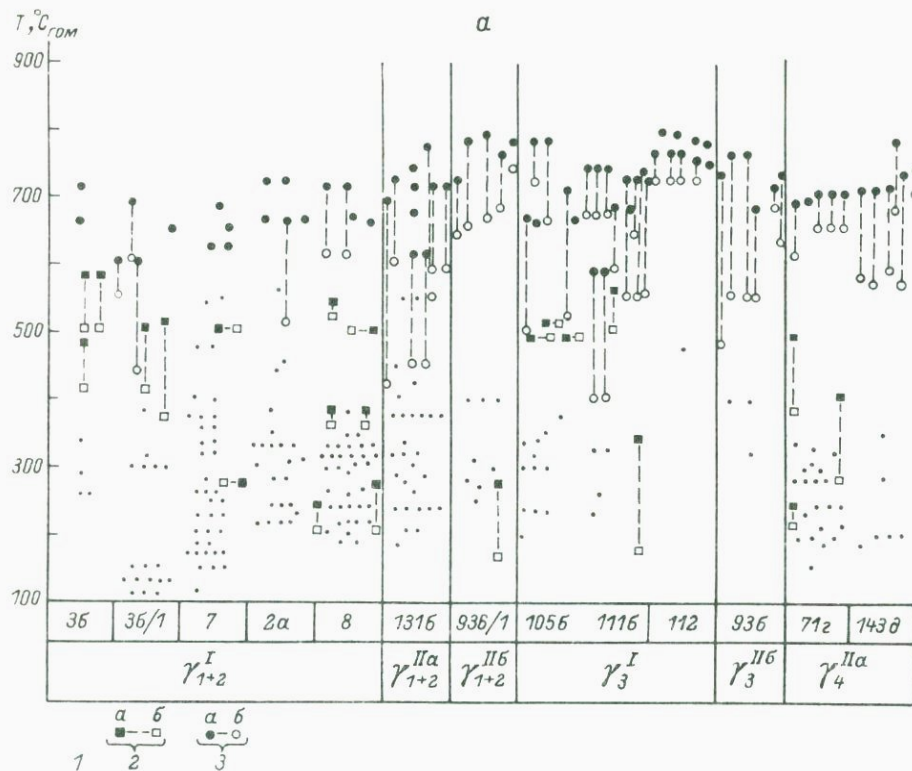
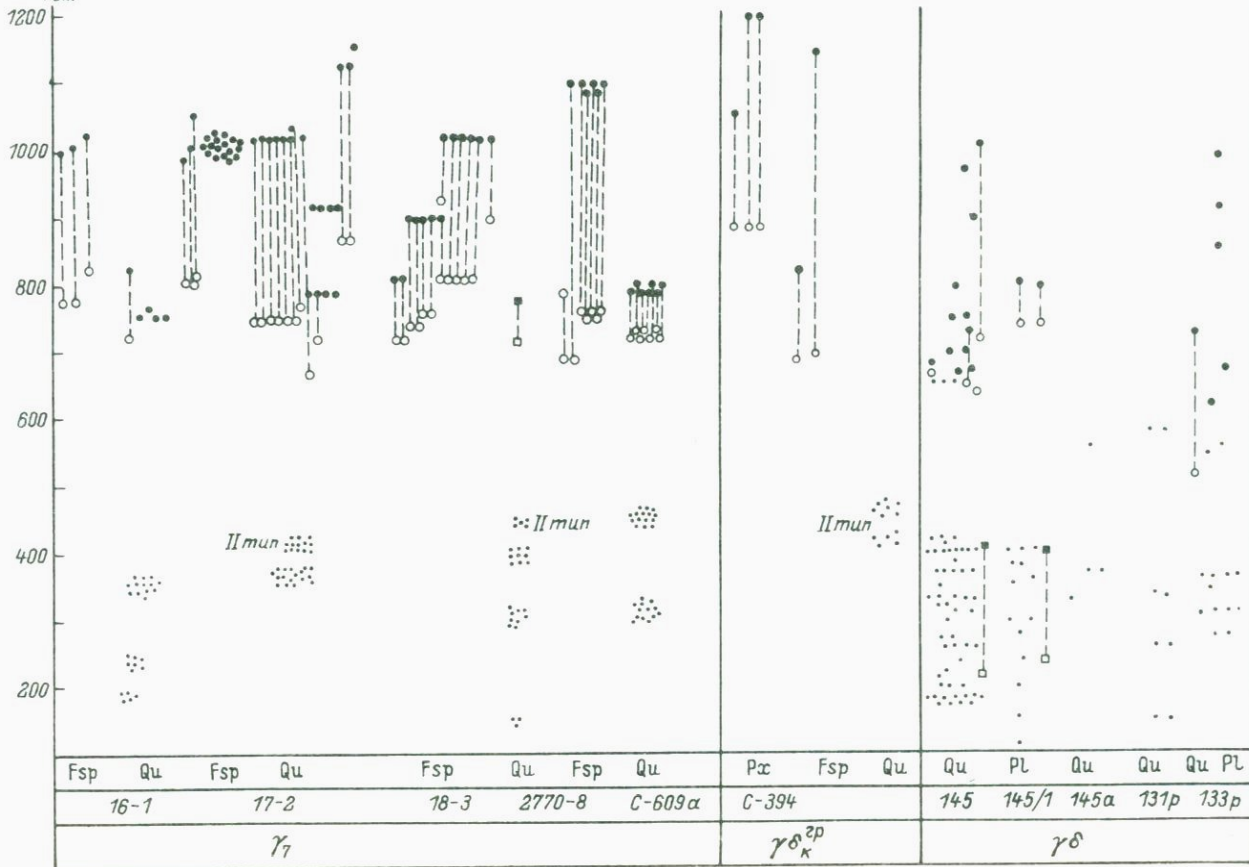


Рис. 53. Результаты определения температур гомогенизации включений в минералах лейкосом мигматитов (а) и интрузивных пород (б).

1 — газожидкие включения, водные и с CO_2 ; 2 — газожидкие включения с кристаллами солей (а — исчезновение газовой фазы, б — растворение соли); 3 — включения расплавленных твердых фаз (а — начало плавления твердых фаз, б — растворение газовой фазы).

$T, ^\circ\text{C}_{\text{DOM}}$

6



плавов-рассолов к минерализованным водным растворам. Судя по характеру распределения включений по интервалам $T_{\text{гом}}$ с максимумами 200–250 и 300–350°, именно при этих температурах в минералах была зафиксирована основная часть флюида, вероятно, освободившаяся при кристаллизации расплава. Очень важным является факт совпадения $T_{\text{гом}}$ водно-солевых, водно-жидких и углекисло-водных включений, как и приуроченность их к одним и тем же зонам. Это не дает нам права считать указанные включения разновозрастными. Скорее всего, они являются результатом эволюции первоначально гомогенного флюида углекисло-хлоридно-водного состава, расслоившегося на различные части. Принципиально возможность такого расслоения доказана экспериментально. Так, И.Д. Рябчиковым (1975) было показано, что в системе „кварц-альбит-галит-вода” и „гранит-галит-вода” в равновесии с расплавом при 805 °С и $P_{\text{H}_2\text{O}}=1$ кбар существуют два несмешивающихся несиликатных флюида – водный, который фиксируется в субсолидусных условиях в виде газовой-водного включения, и хлоридный, который дает трехфазовое включение галит+газ+вода. Возможность разделения флюида на углекисло-водную и солевую части показана экспериментально (Такеноччи, Кеннеди, 1968; Малинин, 1979) и связана с тем, что растворимость углекислоты в растворах соли уменьшается с увеличением концентрации соли. Добавление NaCl и CH_4 к системе $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ поднимает критическую точку такой четверной системы более чем на 100 °С при $P=1$ кбар по сравнению с системой $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. А это показывает, что разделение флюида на две несмешивающиеся части, обогащенную CO_2 и NaCl , может произойти и не при 260°, как в системе $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, а при температурах порядка 400° и выше в зависимости от концентрации NaCl (Долгов и др., 1978; Hendel, Holister, 1981).

Если представить себе формирование расплавов в породах разного состава, что и характерно для ладожской формации, под влиянием глубинного флюида, то его состав естественно будет меняться от взаимодействия с породами и в зависимости от состава возникающего расплава. Состав и количество последнего зависит от ряда факторов, в том числе соотношения минералов в полевошпатовой части породы, количества кварца, наличия или отсутствия щелочных полевых шпатов, содержания в них альбитового компонента, состава плагиоклаза, количества мафических минералов (Винклер, Платен, 1968). В то же время сам расплав вследствие своей вязкости может являться препятствием для гомогенизации флюида. В результате эволюция флюида в каждом конкретном случае может идти разными путями. По-видимому, расслоение флюида для γ_{1+2} происходило при T не ниже 600°, а для γ'_3 и γ'_4 не ниже 500–550 °С при $P_{\text{гф}} > 1$ кбар, так как именно такие температуры и давления получены для наиболее высокотемпературных водно-солевых и водно-газовых включений (табл. 36).

Эндербиты Приладожья охарактеризованы включениями раскристаллизованного расплава, обнаруженными в пироксене и плагиоклазе. Включения располагаются группами по 2–3 индивида. Размер их от 5 и менее микрон. Фазовый состав в связи с малым размером включений не различим. Лишь в процессе нагревания после подплавления твердых фаз в наиболее крупных включениях просматривается газовый пузырек. Для пироксенов определены следующие параметры фазовых превращений: $T_{\text{нач.пл}}=880^{\circ}$, $T_{\text{гом}}=1200^{\circ}$. Для плагиоклаза получен более растянутый интервал кристаллизации с $T_{\text{нач.пл}}=690^{\circ}$ и $T_{\text{гом}}=1150^{\circ}$. При этом в тех включениях, где обнаружен газовый пузырек, зафиксирована гомогенизация по „усадочной“ схеме, т.е. газ растворяется после плавления кристаллических фаз. Полученные данные свидетельствуют о том, что пироксен и плагиоклаз начинали одновременно кристаллизоваться из высокотемпературного расплава, перемещенного с больших глубин на уровень гранулитового метаморфизма, где происходило формирование интрузива.

В гранодиоритах Путсари ($\gamma_{\text{п}}^{\text{д}}$) преимущественным развитием пользуются газовой–жидкие включения с интервалом $T_{\text{гом}} 150\text{--}200^{\circ}$ и $300\text{--}400^{\circ}$ (табл. 36). Эти включения до 400° гомогенизируются в жидкость, с 400° – в газ. Солевых включений мало, их полная $T_{\text{гом}}=400\text{--}450^{\circ}$. Среди включений расплава по $T_{\text{нач.пл}}$ выделяются две группы: в одной эти значения низкие, в другой – более 800° . В последнем случае и $T_{\text{гом}}$ более высокие – до 1000°C .

Исследованные образцы принадлежат к незначительно перемещенным гранодиоритам, расположенным в зоне Па, температура метаморфизма в которой не выше 720° . Если бы гранодиориты имели T кристаллизации 1000° , то с ними был бы связан контактовый метаморфизм. Проявление последнего не зафиксировано. Возможно, включения, дающие такую высокую температуру, аномальные.

Для гранитов массива Тервус ($\gamma_{\text{т}}^{\text{г}}$) включения раскристаллизованного расплава встречены как в кварце, так и в полевом шпате. Наибольшее число гомогенизаций приходится на интервал температур $1000\text{--}1050^{\circ}$ (табл. 36, 70 определений) и $750\text{--}780^{\circ}$ (28 определений), отдельные эксперименты дали температуры $1100\text{--}1150^{\circ}$ (8 определений). Не обнаружено закономерного распределения высоко- и низкотемпературных групп расплавленных включений в разных минералах, т.е. и те и другие содержатся и в кварце, и в полевом шпате. Интервал кристаллизации для низкотемпературных включений колеблется от 60 до 110° при $T_{\text{нач.пл}}=670\text{--}720^{\circ}$ и $T_{\text{гом}}=780^{\circ}$, тогда как для высокотемпературных этот интервал обычно равен $200\text{--}280^{\circ}$ при $T_{\text{нач.пл}}=720\text{--}830^{\circ}$, иногда до 890° , и $T_{\text{гом}}=1000\text{--}1150^{\circ}$.

В полевом шпате обнаружены включения с минералами–спутниками, причем замечено, что эти ксеногенные образования бывают совмещены с газовым пузырьком и не исчезают при $T_{\text{гом}}$ включений более 1000° . Встречены включения расплава в пластинках

слюдopodobного минерала, заключенного в кварце или в калиевом полевоом шпате (рис. 52, б, в). Размер включений 10–15 мкм. При комнатной температуре наблюдается газовый пузырек, занимающий 15% объема включения, кристаллические фазы и стекло. В прозрачных зеленоватых пластинках слюды (?) устанавливаются темные игольчатые образования. Ход преобразований в таких включениях следующий: $T_{\text{нач.пл}}$ твердых фаз в кварце 770 °С и в полевоом шпате 890 °С; полное плавление их в кварце происходит при $T = 940^{\circ}$, растворение газовой фазы при $T = 1020^{\circ}$. В полевоом шпате последние кристаллические фазы исчезают одновременно с растворением газа. При $T_{\text{гом}}$ в одних случаях исчезает граница включения, т.е. оно растворяется в минерале-хозяине (рис. 52, б), в других она сохраняется. В одном образце плагиомикроклинового гранита, взятого из контакта с гранодиоритом Лауватсарского массива, наряду с обычными расплавленными включениями обнаружены специфические многофазные включения, относящиеся, скорее всего, к кристаллофлюидным (Ермаков, Долгов, 1979), с несмешивающимися при $T_{\text{гом}} = 770^{\circ}$ С жидкостями. Ход преобразований в таких включениях следующий (рис. 52, г): при $T = 720^{\circ}$ начинают плавиться твердые фазы. Полное плавление наступает при $T = 770^{\circ}$, но образовавшийся расплав неоднородный, что определяется разными показателями преломления отдельных его частей, наличием четких границ раздела между двумя несмешивающимися жидкостями. При перегреве до $T = 850^{\circ}$ внутри включения заметны перемещение разнородных участков и незначительное увеличение объема включения. Дальнейший прогрев до 890° привел к разгерметизации включения. Подобный тип включений, судя по литературным данным (Романчев и др., 1972; Рябчиков, 1975, и др.), можно отнести к включениям силикатного расплава с высокой долей солевой составляющей. Похожие включения описаны и в беломорских микроклин-плагиоклазовых гранитах (γ_2). Но в них при перегреве на 200° относительно $T_{\text{гом}}$ произошло полное смешение разных по составу жидкостей (силикатного расплава и солевого рассола).

Водно-газовые включения обнаружены только в кварце. Для них получен диапазон температур от 100 до 450°, причем наиболее высокотемпературные являются существенно газовыми и гомогенизируются в газ ($T_{\text{гом}} = 400\text{--}450^{\circ}$).

Описанные выше высокие температуры гомогенизации включений в тервусских гранитах подтверждают прежде всего глубинное происхождение их расплавов. Выдержанная для всех изученных включений нормальная („усадочная“) схема гомогенизации может быть объяснена низкой водонасыщенностью законсервированного расплава (Рейф, 1978). При этом расплав сохранял свою „сухость“ вплоть до конца кристаллизации, так как „усадочная“ схема характерна и для низкотемпературной группы включений (750–800°). Наличие среди последних включений с несмешивающимися жидкостями свидетельствует об отделении от остаточного расплава на поздних стадиях становления интрузива водно-солевого флюида.

Вывод о низкой водонасыщенности расплава подтверждается данными по флюидному анализу, из которого следует, что тервуусские граниты формировались при участии высоко восстановленного флюида.

Сравнение включений из жильного материала мигматитов и интрузивных пород устойчиво показывает более высокие $T_{\text{ГОМ}}$ во включениях раскристаллизованных расплавов в последних, а кроме того, гораздо больший интервал температур между началом плавления силикатных фаз и растворения газовой фазы, т.е. между начальной и полной $T_{\text{ГОМ}}$ (рис. 53). Различен также характер распределения включений по $T_{\text{ГОМ}}$ — для жильного материала это почти непрерывный ряд, для интрузивных образований — прерывистый, что особенно очевидно для сильно перемещенных гранитоидов — тервуусских (γ_7^T) и куркиекских ($\gamma_7^{\text{ГР}}$). Максимальная $T_{\text{ГОМ}}$ газово-жидких включений равна 500° , а $T_{\text{нач,пл}}$ во включениях раскристаллизованных расплавов — $650-700^\circ$.

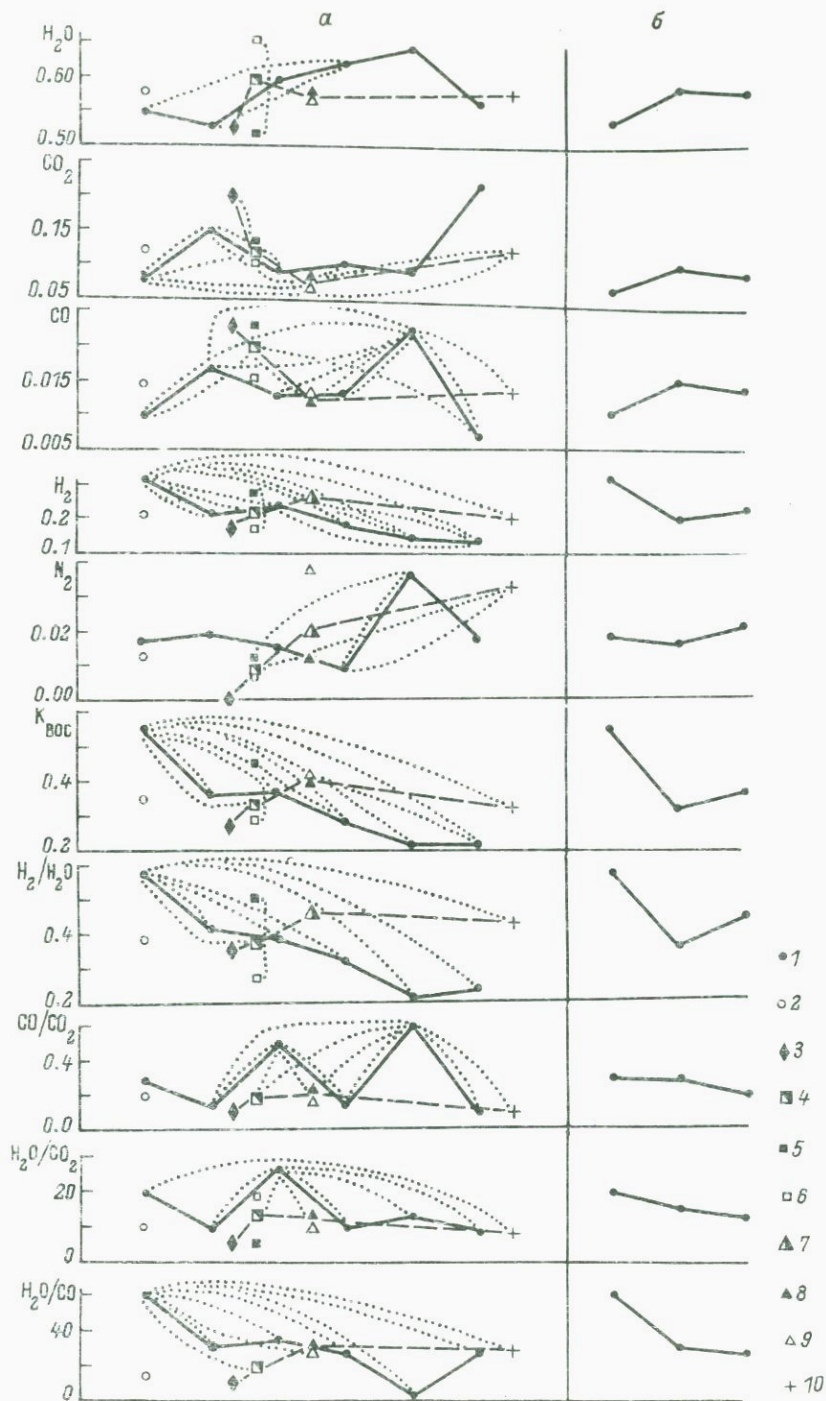
Состав флюида

В настоящем разделе приведены результаты анализов 195 проб. Рассчитывались дискриминантные функции мольных долей определяемых газов в гомогенном флюиде и отдельно — отношений содержаний компонентов флюида. Результаты сведены в серии таблиц, которые имеют вид квадратных матриц, составленных из величин ПЗУ3 и РМ. Значимость различий по отдельным компонентам (95% и выше) показана в таблицах и на рис. 54 для более крупных подразделений.

Метаморфические породы и жильный материал мигматитов

Основными компонентами флюида в меланосоме и лейкосоме являются H_2O и H_2 при отчетливом преобладании первой; в меньшем количестве присутствует CO_2 , на порядок ниже содержание CO и N_2 , CH_4 обнаруживается на пределе чувствительности метода (табл. 37). Средние содержания H_2O и суммы газов варьируют от 4 до 6 мл на грамм породы, причем, как правило, вода преобладает над газами — $\sum \text{г}/\text{H}_2\text{O} = 0.4-0.7$. Отношение H/C меняется в интервале 15–90, т.е. в целом флюидные системы водородные (табл. 37, 38).

Сравнение состава флюида в гнейсах разных зон метаморфизма и в жильном материале этих же зон показывает отсутствие значимых изменений как по мольным долям отдельных компонентов и их отношениям, так и в целом для валового состава флюида по методу дискриминантной функции (табл. 39, №№ 1–7), что дает нам возможность в дальнейшем рассматривать особенности состава флюида групп пород независимо от степени метаморфизма. По флюиду жильный материал всех шести генераций мигматитов значимо отличается от меланосомы (табл. 40), что обусловлено более низкой мольной долей в последней H_2O и высокой H_2 . Это и определяет высокую восстановленность флюида гнейсов, тогда как CO и CO_2 не дают такой четкой картины. Характерна также высокая газона-



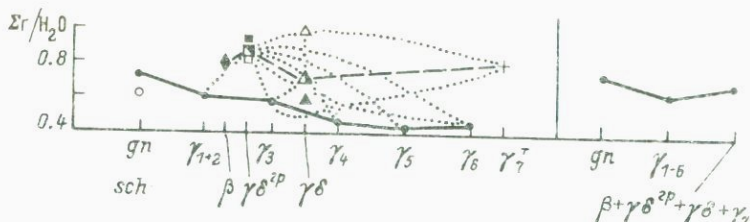


Рис. 54. Диаграммы эволюции среднего состава флюида (в мольных долях).
 а - временной ряд пород, б - объединенные группы; $gn \rightarrow \gamma_{1+2} + \gamma_3 + \gamma_4 + \gamma_5 + \gamma_6 \rightarrow \beta + \gamma^{d_{gp}} + \gamma^d + \gamma_7$. Значимые (с вероятностью $\geq 95\%$) отличия средних содержания отдельных элементов или их отношений на основании коэффициентов информативности в уравнениях дискриминантной функции показаны точками. Для объединенных групп различия не считались. 1 - гнейсы и лейкосома мигматитов, 2 - кристаллические сланцы основного состава гранулитовой фации, 3 - базиты, 4 - эндербиты вообще ($\gamma^{d_{gp}}$), 5 - эндербиты Путсари ($\gamma^{d_{п}}$), 6 - эндербиты Куркиекского массива ($\gamma^{d_{к}}$), 7 - гранодиориты вообще (γ^d), 8 - гранодиориты Путсари ($\gamma^{d_{п}}$), 9 - гранодиориты Лауватсарского массива ($\gamma^{d_{л}}$), 10 - грациты Тервусского массива (γ^T).

сыщенность гнейсов - $\Sigma\gamma/H_2O = 0.733$ (табл. 38) и высокие значения H_2/CO и H_2O/CO_2 (табл. 38, рис. 54, правая часть). Для сланцев из зоны гранулитовой фации по сравнению с гнейсами той же зоны ($gn^{I_{д}}$) намечаются уменьшения χ_{H_2O} , увеличение H_2O , CO_2' и CO .

Последовательно развивающиеся генерации жильного материала мигматитов отличаются друг от друга меньше, чем от исходного субстрата. Методом дискриминантной функции установлено, что по мольным долям компонентов во флюиде отличаются γ_{1+2} от γ_3 и γ_5 , γ_3 от γ_5 , γ_4 от γ_5 (табл. 40). По отношениям компонентов флюида лейкосомы разных генераций близки, различаются только γ_4 и γ_3 (табл. 40). Основные черты эволюции состава флюида при смене генераций жильного материала таковы: от γ_{1+2} к γ_5 увеличивается χ_{H_2O} и далее уменьшается к γ_6 (рис. 54), во всем ряду падает χ_{H_2} ; до γ_5 уменьшается χ_{CO_2} и возрастает к γ_6 . CO и N_2 ведут себя незакономерно. Отношения H_2/H_2O , H_2/CO , $\Sigma\gamma/H_2O$ и $K_{вос}$ последовательно уменьшаются. Отношения H_2O/CO_2 сохраняются в группах лейкосом на близком уровне, но более низко по сравнению с гнейсами, кроме γ_3 , где оно становится выше, чем в гнейсах.

Интрузивные породы

Интрузивные породы, развитые среди мигматитов, относятся к разновозрастным образованиям, не представляют единой магматической серии и различны по составу. Основными компонентами флюида являются H_2O и H_2 ; CO_2 , CO , CH_4 , N_2 находятся в подчиненном количестве, преобладает среди них CO_2 . По количеству

Т а б л и ц а 37. Средние содержания компонентов флюида (в мл/г) в породах Северного Приладожья

Группа пород	n	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Σ	H/C
gn ^I	10	2.020	0.210	0.038	0.010	1.28	0.097	3.759	57.45
gn ^{IIa}	10	3.662	0.355	0.061	0.018	1.875	0.032	6.231	42.71
gn ^{IIб}	8	3.468	0.301	0.055	0.006	1.650	0.053	5.532	93.21
gn^I	10	2.220	0.961	0.054	0.008	0.729	0.056	4.087	26.54
gn^{I+2}	6	2.473	0.437	0.069	0.008	1.022	0.062	4.071	15.09
gn^{I+2}	12	3.273	0.672	0.065	0.006	0.863	0.083	5.073	51.35
gn^I	5	2.742	0.406	0.064	0.003	1.218	0.069	4.502	33.66
gn^I	3	3.760	0.120	0.029	0.006	1.827	0.041	5.783	74.86
gn^I	10	2.232	0.384	0.047	0.004	0.625	0.047	3.339	18.92
gn^I	19	3.257	0.444	0.050	0.005	0.946	0.029	4.731	24.90
gn^I	10	2.865	0.196	0.049	0.003	0.595	0.056	4.411	42.60
gn^I	17	4.504	0.655	0.080	0.008	1.435	0.066	6.750	19.88
gn	28	3.02	0.287	0.051	0.012	1.599	0.061	5.148	62.40
sch	8	3.669	0.689	0.088	0.006	1.250	0.078	5.779	21.25
gn^{I+2}	16	2.315	0.764	0.060	0.008	0.839	0.058	4.081	22.25
gn^{I+2}	20	3.213	0.523	0.059	0.005	1.096	0.073	5.037	50.46
gn^{I+2}	29	2.904	0.423	0.049	0.005	0.835	0.035	4.251	22.84
gn^{I+2}	5	2.442	0.529	0.143	0.003	0.514	0.086	3.717	17.77
gn^{I+2}	6	2.925	0.490	0.030	0.005	0.677	0.077	5.204	20.33
gn^{I+2}	6	5.205	1.690	0.168	0.009	1.508	0.016	8.596	9.34
gn^{I+2}	23	5.525	0.783	0.125	0.010	1.523	0.084	8.044	27.80
gn^{I+2}	41	4.290	0.522	0.072	0.006	1.565	0.136	6.598	27.46
gn^{I+2}	21	3.223	0.593	0.064	0.0025	0.897	0.113	4.980	18.33
gn^{I+2}	10	3.435	0.760	0.135	0.009	1.689	0.078	6.105	14.10
gn^{I+2}	13	7.133	0.800	0.117	0.010	1.396	0.088	9.536	38.34
gn^{I+2}	27	3.897	0.495	0.068	0.006	1.366	0.062	5.877	28.30
gn^{I+2}	14	5.049	0.594	0.077	0.004	1.948	0.279	7.975	25.85

Т а б л и ц а 38

Средние значения мольных долей компонентов флюида и их отношений в субстрате, жильном материале мигматитов и в интрузивных породах

	gn	sch	γ_{1+2}	γ_3	γ_4	γ_5	γ_6	γ_{4+5}	γ_{1+6}	$\beta + \gamma_1^{f_{rp}} + \gamma_2^{f_{rp}} + \gamma_7$
H ₂ O	0,596	0,630	0,588	0,647	0,674	0,702	0,689	0,678	0,650	0,631
	0,106	0,124	0,157	0,119	0,118	0,086	0,073	0,113	0,120	0,129
CO ₂	0,053	0,121	0,155	0,087	0,110	0,087	0,128	0,107	0,120	0,100
	0,041	0,063	0,159	0,111	0,065	0,073	0,086	0,065	0,106	0,061
CO	0,010	0,014	0,017	0,013	0,013	0,037	0,007	0,016	0,015	0,014
	0,007	0,006	0,013	0,010	0,010	0,016	0,004	0,014	0,013	0,011
CH ₄	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
H ₂	0,322	0,220	0,217	0,235	0,193	0,137	0,156	0,184	0,199	0,233
	0,103	0,142	0,130	0,112	0,119	0,027	0,073	0,112	0,115	0,103
N ₂	0,017	0,013	0,020	0,017	0,009	0,036	0,019	0,013	0,015	0,020
	0,024	0,020	0,024	0,015	0,009	0,032	0,017	0,017	0,018	0,035
K _{воc}	0,552	0,362	0,359	0,373	0,295	0,225	0,207	0,285	0,319	0,372
	0,245	0,304	0,248	0,236	0,219	0,064	0,100	0,205	0,220	0,236
H ₂ /CO	60,806	17,002	33,283	35,368	26,751	4,577	26,628	29,490	28,926	26,517
	65,289	11,670	47,786	33,864	31,597	2,733	20,050	30,191	34,699	26,170
CO/CO ₂	0,265	0,203	0,155	0,501	0,152	0,617	0,083	0,221	0,270	0,174
	0,233	0,261	0,102	1,088	0,138	0,458	0,073	0,264	0,595	0,184
H ₂ /H ₂ O	0,584	0,395	0,407	0,392	0,325	0,198	0,232	0,306	0,344	0,426
	0,277	0,319	0,302	0,243	0,263	0,048	0,120	0,247	0,253	0,324
H ₂ O/CO ₂	19,652	9,693	9,519	27,500	10,434	12,240	9,188	10,699	14,753	11,797
	16,932	11,862	9,467	38,119	10,602	6,826	7,576	10,071	22,218	18,238
Σ_r/H_2O	0,733	0,639	0,626	0,599	0,535	0,440	0,466	0,521	0,601	0,680
	0,330	0,312	0,526	0,319	0,304	0,167	0,166	0,288	0,367	0,531
n	28	8	16	20	29	5	6	34	76	83

Т а б л и ц а 38 (продолжение)

	I q_n	II α q_n	II δ q_n	I γ_{1+2}	II α γ_{1+2}	I γ_3	II α γ_3	II δ γ_3	II α γ_4	II δ γ_4
H ₂ O	0,571	0,604	0,616	0,593	0,579	0,661	0,611	0,654	0,674	0,673
	0,148	0,069	0,090	0,152	0,181	0,149	0,062	0,015	0,109	0,125
CO ₂	0,047	0,059	0,054	0,177	0,119	0,101	0,091	0,022	0,124	0,103
	0,041	0,049	0,032	0,198	0,047	0,131	0,084	0,005	0,067	0,064
CO	0,011	0,009	0,011	0,015	0,021	0,014	0,015	0,005	0,017	0,012
	0,007	0,006	0,008	0,012	0,015	0,011	0,009	0,001	0,013	0,009
CH ₄	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,005
H ₂	0,341	0,319	0,303	0,195	0,253	0,203	0,266	0,310	0,170	0,204
	0,126	0,066	0,116	0,135	0,124	0,118	0,110	0,028	0,111	0,124
N ₂	0,028	0,008	0,014	0,017	0,026	0,019	0,016	0,009	0,014	0,006
	0,033	0,010	0,019	0,017	0,035	0,017	0,013	0,007	0,010	0,008
K _{вог}	0,628	0,509	0,511	0,307	0,446	0,328	0,424	0,469	0,258	0,315
	0,304	0,148	0,268	0,221	0,287	0,273	0,206	0,053	0,181	0,239
H ₂ /CO	77,105	57,343	44,761	37,042	27,018	29,684	32,826	62,340	19,554	30,539
	98,749	40,808	32,748	56,087	33,358	36,407	30,705	20,436	26,100	34,182
CO/CO ₂	0,328	0,180	0,294	0,154	0,158	0,653	0,293	0,242	0,195	0,130
	0,245	0,088	0,325	0,115	0,083	1,394	0,328	0,264	0,199	0,091
H ₂ /H ₂ O	0,678	0,538	0,525	0,334	0,530	0,348	0,447	0,474	0,282	0,347
	0,366	0,156	0,270	0,239	0,378	0,281	0,219	0,054	0,226	0,283
H ₂ O/CO ₂	25,208	16,628	16,487	11,517	6,189	31,099	16,511	31,419	9,584	10,881
	24,805	10,134	10,678	11,183	4,746	48,157	17,180	7,525	11,360	10,474
$\Sigma r/H_2O$	0,855	0,675	0,654	0,787	0,890	0,595	0,651	0,530	0,524	0,540
	0,464	0,196	0,246	0,464	0,660	0,402	0,171	0,036	0,281	0,322
n	10	10	8	10	6	12	5	3	10	19

Т а б л и ц а 38 (продолжение)

	β	$\gamma^{\text{I} \text{ GP}}$	γ^{I}	γ_7	$\gamma^{\text{I} \text{ GP}}_{\text{п}}$	$\gamma^{\text{I} \text{ GP}}_{\text{к}}$	$\gamma^{\text{I} \alpha}_{\text{п}}$	$\gamma^{\text{I} \delta}_{\text{п}}$	$\gamma^{\text{I}}_{\text{п}}$	$\gamma^{\text{I}}_{\text{л}}$
H ₂ O	0.579	0.645	0.625	0.629	0.546	0.710	0.634	0.628	0.630	0.616
	0.130	0.127	0.111	0.164	0.044	0.132	0.093	0.126	0.113	0.111
CO ₂	0.203	0.110	0.081	0.128	0.147	0.098	0.042	0.110	0.085	0.073
	0.116	0.053	0.047	0.082	0.053	0.051	0.018	0.050	0.053	0.033
CO	0.022	0.019	0.013	0.013	0.029	0.015	0.012	0.014	0.013	0.012
	0.011	0.016	0.009	0.009	0.018	0.013	0.007	0.010	0.009	0.008
CH ₄	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.0005
	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.0005
H ₂	0.193	0.215	0.260	0.199	0.273	0.166	0.296	0.239	0.260	0.259
	0.054	0.101	0.102	0.095	0.070	0.096	0.092	0.100	0.099	0.111
N ₂	0.002	0.010	0.020	0.031	0.004	0.009	0.015	0.008	0.011	0.038
	0.003	0.015	0.039	0.038	0.018	0.013	0.011	0.015	0.014	0.061
K _{вос}	0.283	0.337	0.418	0.322	0.450	0.249	0.483	0.373	0.414	0.425
	0.092	0.178	0.224	0.288	0.125	0.204	0.226	0.212	0.220	0.239
H ₂ /CO	11.378	18.355	29.542	29.550	18.118	18.538	32.988	23.676	27.125	34.203
	6.248	15.720	21.287	40.071	12.670	17.659	23.874	14.816	18.799	25.534
CO/CO ₂	0.116	0.167	0.209	0.115	0.178	0.160	0.398	0.130	0.230	0.169
	0.048	0.096	0.240	0.103	0.080	0.109	0.419	0.072	0.285	0.113
H ₂ /H ₂ O	0.351	0.371	0.455	0.423	0.503	0.269	0.498	0.426	0.453	0.460
	0.117	0.194	0.253	0.497	0.141	0.227	0.244	0.263	0.254	0.275
H ₂ O/CO ₂	3.965	13.490	12.808	7.965	5.407	19.707	23.173	8.538	13.950	10.590
	2.598	28.450	13.526	6.825	2.936	37.548	23.891	0.279	17.390	6.020
$\Sigma \Gamma / \text{H}_2\text{O}$	0.805	0.606	0.653	0.813	0.796	0.460	0.611	0.660	0.663	0.976
	0.421	0.299	0.330	0.926	0.136	0.311	0.265	0.366	0.229	0.274
n	6	23	41	21	10	13	10	17	27	14

Т а б л и ц а 39

Результаты сравнения методом дискриминантной функции состава флюида в породах Северного Приладожья

Номер п.п.	Сравниваемые группы пород	n_1	n_2	ПЗУЗ	РМ	ПЗУЗ	РМ	Значимые изменения
				для мольной доли		для отношений		
1	$\gamma_{n_1}^I - \gamma_{n_2}^{IIa}$	10	10	0.496	1.3	0.828	0.9	+ N ₂
2	$\gamma_{n_1}^{IIa} - \gamma_{n_2}^{IIb}$	10	8	0.844	0.9	0.737	1.1	
3	$\gamma_{n_1}^{IIa} - \gamma_{n_2}^{IIb}$	10	8	0.563	1.3	0.994	0.4	
4	$\gamma_{1+2}^I - \gamma_{1+2}^{IIa}$	10	6	0.756	1.2	0.537	1.5	
5	$\gamma_3^I - \gamma_3^{IIa}$	12	5	0.960	0.8	0.715	1.3	
6	$\gamma_3^I - \gamma_3^{IIb}$	12	3	0.815	1.4	0.708	1.6	
7	$\gamma_3^{IIa} - \gamma_3^{IIb}$	5	3	0.985	1.3	0.996	1.0	
8	$\gamma_4^{IIa} - \gamma_4^{IIb}$	10	19	0.887	0.6	0.988	0.4	
9	$\gamma_{1+2}^I - \gamma_{1+2}^{IIa}$	6	10	0.809	1.1	0.800	1.1	
10	$\gamma_{1+2}^I - \gamma_3^{IIa}$	10	5	0.591	1.1	0.162	1.6	
11	$\gamma_{1+2}^{IIa} - \gamma_3^{IIa}$	6	5	0.917	1.2	0.926	1.1	
12	$\gamma_3^{IIb} - \gamma_4^{IIa}$	5	10	0.849	1.1	0.929	0.9	
13	$\gamma_3^{IIb} - \gamma_4^{IIb}$	3	19	0.820	1.2	0.672	1.4	

14	$\gamma_{n_1}^{IIa} - \gamma_{n_2}^{IIb}$	10	17	0.011	2.1	0.012	2.1	- CO ₂ + CO / CO ₂
15	$\gamma_{n_1}^{IIa} - \gamma_{n_2}^{\Lambda}$	10	14	0.457	1.2	0.172	1.5	+ CO / CO ₂
16	$\gamma_{n_1}^{IIa} - \gamma_{n_2}^{гр}$	10	10	0.045	2.2	0.082	2.0	- CO ₂ - CO + CO / CO ₂
17	$\gamma_{n_1}^{IIa} - \gamma_{n_2}^{грк}$	10	13	0.051	1.9	0.025	2.2	- CO ₂ + H ₂ + K _{вос} + CO / CO ₂ + H ₂ / H ₂ O
18	$\gamma_{n_1}^{IIb} - \gamma_{n_2}^{\Lambda}$	17	14	0.010	1.9	0.295	1.1	+ CO ₂ + CH ₄ - N ₂
19	$\gamma_{n_1}^{IIb} - \gamma_{n_2}^{грк}$	10	10	0.740	0.8	0.678	0.9	- H ₂ O - CO + CH ₄
20	$\gamma_{n_1}^{IIb} - \gamma_{n_2}^{грк}$	17	13	0.094	1.4	0.280	1.2	
21	$\gamma_{n_1}^{\Lambda} - \gamma_{n_2}^{грк}$	14	10	0.037	2.0	0.606	1.0	- CO ₂ - CO - CH ₄ + N ₂
22	$\gamma_{n_1}^{\Lambda} - \gamma_{n_2}^{грк}$	14	13	0.051	1.7	0.073	1.6	- H ₂ O - CO + N ₂ + K _{вос} + H ₂ / CO + H ₂ / H ₂ O
23	$\gamma_{n_1}^{грк} - \gamma_{n_2}^{\Lambda}$	10	13	0.095	1.8	0.298	1.4	- H ₂ O + H ₂ + CH ₄ + K _{вос} + H ₂ / H ₂ O + Σr / H ₂ O

П р и м е ч а н и е. Знаки „+“ и „-“ обозначают значимое (вероятность 95% и выше) возрастание (уменьшение) содержания данного компонента или их отношения в первой из сравниваемых групп.

Т а б л и ц а 40

ПЗУЗ различий между содержаниями компонентов флюида и их отношений в группах пород методом дискриминантной функции (слева снизу) и РМ (справа сверху)

Группа	n	gn	γ_{1+2}	γ_3	γ_4	γ_5	γ_6	γ_7	γ^d	$\gamma^{d^{rp}}$	β
ПЗУЗ и РМ для содержаний компонентов флюида											
gn γ_{1+2} γ_3 γ_4 γ_5 γ_6 γ_7 γ^d $\gamma^{d^{rp}}$	28		1,5	1,4	1,5	3,4	2,3	2,0	1,3	1,8	
	16	<u>0,008</u>		1,4	1,2	2,7	1,3	1,5	1,4	1,4	
	20	<u>0,009</u>	<u>0,039</u>		0,8	2,6	1,2	0,8	0,4	0,7	
	29	<u>0,000</u>	<u>0,085</u>	<u>0,385</u>		2,4	1,0	1,2	1,0	0,8	
	5	<u>0,000</u>	<u>0,026</u>	<u>0,020</u>	<u>0,004</u>		3,0	2,8	2,8	2,3	
	6	<u>0,010</u>	<u>0,511</u>	<u>0,527</u>	<u>0,617</u>	<u>0,298</u>		1,7	1,9	1,9	
	21	<u>0,000</u>	<u>0,029</u>	<u>0,398</u>	<u>0,031</u>	<u>0,009</u>	<u>0,170</u>		0,9	1,2	
	41	<u>0,001</u>	<u>0,005</u>	<u>0,938</u>	<u>0,021</u>	<u>0,001</u>	<u>0,023</u>	<u>0,169</u>		0,9	
	23	<u>0,000</u>	<u>0,041</u>	<u>0,578</u>	<u>0,306</u>	<u>0,039</u>	<u>0,058</u>	<u>0,065</u>	<u>0,097</u>		
ПЗУЗ и РМ для отношений содержаний											
gn γ_{1+2} γ_3 γ_4 γ_5 γ_6 γ_7 γ^d $\gamma^{d^{rp}}$			1,5	1,4	1,8	2,4	2,2	2,2	1,2	1,7	2,2
		<u>0,010</u>		1,3	1,1	1,7	1,3	1,4	1,1	1,1	1,0
		<u>0,007</u>	<u>0,063</u>		1,3	1,4	1,6	1,7	1,1	1,2	1,7
		<u>0,000</u>	<u>0,094</u>	<u>0,014</u>		1,5	0,5	0,9	0,7	0,6	0,9
		<u>0,013</u>	<u>0,311</u>	<u>0,419</u>	<u>0,289</u>		1,6	2,0	1,6	1,5	1,6
		<u>0,015</u>	<u>0,472</u>	<u>0,187</u>	<u>0,979</u>	<u>0,778</u>		0,9	1,2	1,0	0,9
		<u>0,000</u>	<u>0,049</u>	<u>0,002</u>	<u>0,161</u>	<u>0,101</u>	<u>0,783</u>		1,3	1,2	0,9
		<u>0,003</u>	<u>0,089</u>	<u>0,041</u>	<u>0,252</u>	<u>0,130</u>	<u>0,365</u>	<u>0,003</u>		0,5	1,2
		<u>0,000</u>	<u>0,148</u>	<u>0,079</u>	<u>0,708</u>	<u>0,322</u>	<u>0,727</u>	<u>0,044</u>	<u>0,686</u>		1,2
	<u>0,012</u>	<u>0,791</u>	<u>0,172</u>	<u>0,736</u>	<u>0,789</u>	<u>0,954</u>	<u>0,802</u>	<u>0,327</u>	<u>0,723</u>		

Примечание. n - количество проб в сравниваемых группах пород. Подчеркнуты те значения ПЗУЗ, которые различаются с вероятностью 95% и больше.

флюида в целом и отношениях компонентов в нем они близки к лейкосоме мигматитов, отличаясь большей относительной газонасыщенностью (рис. 54) и суммарным содержанием газов и воды. Только в гранитах Тервуса $\Sigma \text{г} + \text{H}_2\text{O}$ минальна (табл. 37). Основные породы характеризуются высокими содержаниями CO_2 и CO , что при обычном количестве H_2O и H_2 обеспечивает наиболее низкие значения отношений H/C , $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ и H_2/CO . Группа эндербитов в целом не отличима от основных пород (ПЗУЗ 0.169, табл. 40). Эндербиты района Путсари ($\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}$), связанные с основными породами пространственно и во времени, не отличаются от них по мольным долям H_2O , CO_2 и CO , отношениям CO/CO_2 , $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$, H_2/CO и $\Sigma \text{г}/\text{H}_2\text{O}$, но характеризуются более высоким содержанием H_2 и более высокими отношениями $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ и $K_{\text{вос}}$. Эндербиты Куркиекского массива ($\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}$) с 91%-й вероятностью (ПЗУЗ 0.095; табл. 39, № 23) отличаются от $\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}$, что определяется здесь более высокими мольными долями H_2O и величинами $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ и низкими значениями CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , а в связи с этим и $K_{\text{вос}}$, $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ и CO/CO_2 (табл. 38, рис. 54).

Гранодиориты сильнее отличаются от эндербитов по мольным долям газов (ПЗУЗ 0.097, табл. 40), чем по их отношениям (ПЗУЗ 0.686) и довольно неоднородны. Флюид $\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}$ по отношению к $\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}^{\text{Ia}}$ характеризуется более высокой мольной долей CO_2 , низкой H_2O , H_2 , N_2 и соответственно низкими значениями $K_{\text{вос}}$, причем здесь наиболее существенно возрастание CO_2 относительно CO , чем H_2O относительно H_2 (ПЗУЗ 0.011; табл. 39, № 14). Гранодиориты Лауватсари ($\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}$) по составу флюида ближе стоят к $\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}^{\text{Ia}}$, чем к $\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}^{\text{Ic}}$. ПЗУЗ в первом случае равно 0.457, $\text{PM} = 1.2$, во втором соответственно - 0.010 и 1.9 (табл. 39, №№ 15, 18). Это любопытный факт, так как обе группы $\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}$ и $\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}^{\text{Ic}}$ формируются в близком режиме метаморфизма в отличие от $\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}$, расположенных в более высокотемпературной зоне.

Граниты Тервусского массива по составу флюида стоят несколько особняком от всех интрузивных пород Северного Приладожья и жильного материала мигматитов, характеризуясь сильно восстановленным режимом, высокими значениями $\Sigma \text{г}/\text{H}_2\text{O}$, т.е. низкой долей H_2O . Они отличаются существенно по мольным долям газов от гнейсов, γ_{1+2} , γ_4 , γ_5 , $\gamma^{\text{д}}_{\text{п}}$, близки $\gamma^{\text{д}}$, γ_6 и γ_3 (ПЗУЗ 0.169-0.170 и 0.399, табл. 40).

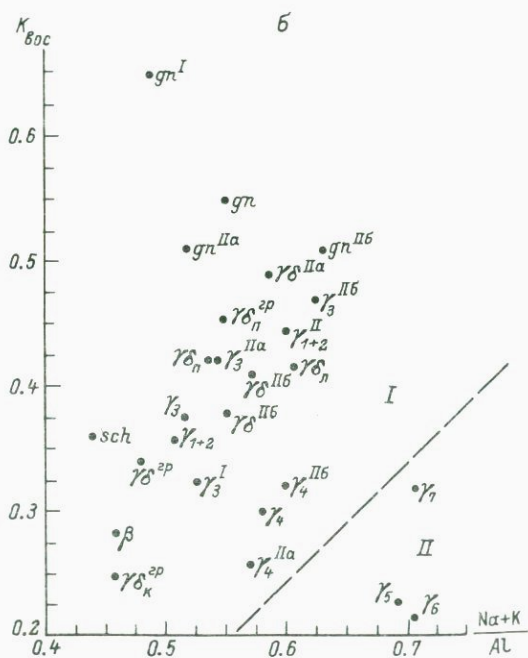
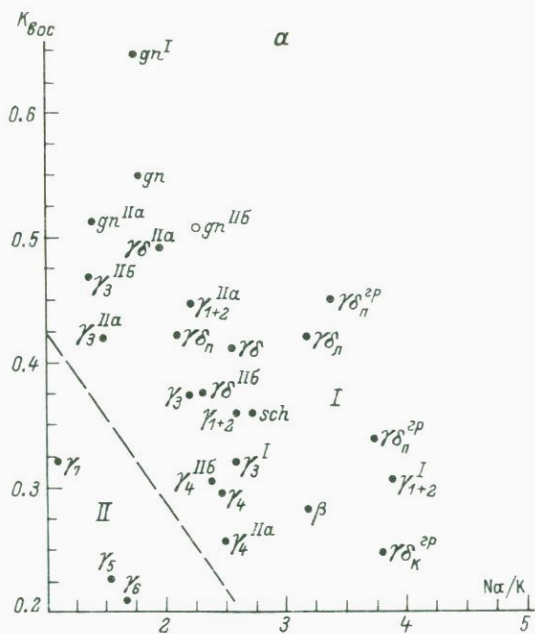
Общие закономерности эволюции состава флюида

Во всех исследуемых группах пород устанавливается корреляционная связь $K_{\text{вос}}$ и $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ при отсутствии связи $K_{\text{вос}} - \text{CO}/\text{CO}_2$. Исключение представляют только габброиды. Величины $r_{K_{\text{вос}} - \text{H}_2/\text{H}_2\text{O}}$ для гнейсов - 0.979, $\gamma_{1+2} - 0.980$, $\gamma_3 - 0.984$, $\gamma_4 - 0.991$, $\gamma_6 - 0.973$, $\gamma_7 - 0.969$, $\gamma^{\text{д}} - 0.989$, $\gamma^{\text{д}}_{\text{п}} - 0.994$. Это значит, что величина $K_{\text{вос}}$ определяется в основном соотношением H_2 и H_2O и не зависит от CO и CO_2 , количество которых

На диаграмме $K_{\text{вос}} - Na/K$ породы (рис. 56, а) точки для гнейсов и различных гранитоидов, бедных K_2O , как для групп в целом, так и для тех же групп, но разделенных по зонам метаморфизма, образуют вытянутое поле со значимой отрицательной связью ($r = -0.523$, $n=10$ для групп в целом и $r = -0.617$, $n=17$ для групп пород по зонам метаморфизма). Точки гранитоидов γ_5 , γ_6 и γ_7 , т.е. породы, в которых $K_2O > Na_2O$, располагаются ниже этого поля, вытягиваясь вдоль прямой линии с отрицательным наклоном. На диаграмме $K_{\text{вос}} - \frac{Na-K}{Al}$ (рис. 56, б) породы, богатые K_2O , также обособляются от остальных групп, но не обнаруживают прямолинейной зависимости, так как мало отличаются друг от друга по величине $\frac{K+Na}{Al}$. Для бедных K_2O групп между $K_{\text{вос}}$ и $\frac{K+Na}{Al}$ устанавливается положительная связь ($r=0.593$, $n=10$ для групп в целом и $r=0.437$, $n=16$ для групп по зонам метаморфизма).

Изучение состава водных вытяжек показало, что водная часть флюида значительно минерализована. В ней обнаружены катионы K и Na , анионы HCO_3^- и Cl^- , SO_4^{2-} и F^- отсутствуют (табл. 41). От γ_{1+2} и γ_3 отношение Na^+/K^+ несколько падает к гранодиоритам Путсари и возрастает к γ_4 , отношение HCO_3^-/Cl^- убывает от γ_{1+2} к γ_3 и возрастает к γ_4^d и γ_4 . Одна из характерных особенностей составов водных вытяжек состоит в преобладании катионов K и Na над анионами. Оно было бы еще большим, если бы были определены и другие катионы, отмечаемые в водных вытяжках, хотя и в небольших количествах, в частности Mg и Ca . Можно сделать предположение, основанное на некоторых модельных экспериментах, что избыток K и Na связан с OH^- . Тогда отношение $(K^+ + Na^+) / (HCO_3^- + Cl^- + SO_4^{2-} + F^-)$ может явиться мерой минимальной концентрации (OH), т.е. щелочности. По значениям этой величины исследованные группы располагаются в такой ряд: $\gamma_{1+2} \rightarrow \gamma_4 \rightarrow \gamma_3 \rightarrow \gamma_4^d$, т.е. к гранодиоритам возрастает щелочность флюидов.

В табл. 41 приведены данные по среднему составу водных вытяжек ультраметаморфических гранитоидов музкольского метаморфического комплекса, формирующихся в режиме кианитового типа (Эволюция..., 1981). В целом ладожский флюид от музкольского отличается значимо меньшим содержанием Na^+ и HCO_3^- , большим K^+ , так что Na^+/K^+ отношение в нем более низкое, т.е. флюид, принимающий участие в мигматитообразовании, имел $K - Na$ характер в отличие от Na музкольского. С последним связаны проявления альбитизации в низкотемпературной зоне и формирование плагиогранито-гнейсов в более высокотемпературной. Ранее отмечалось, что особенною ладожских гранитоидов I и II этапов деформаций является низкое содержание в них Na_2O , вследствие чего сумма щелочей в них, как и отношение Na/K , занижены относительно значений этих величин для ультраметаморфогенных гранитоидов других регионов, в том числе и Музкола. Состав флюида в отношении Na и K согласуется с составом пород и, возможно, определяет его



особенность. Так, устанавливается положительная корреляционная зависимость между Na/K отношением в породах и вытяжках. Проверялась также корреляция Na^+ в водных вытяжках и содержания Na_2O в породе, а также K^+ и K_2O . Для первой пары связь значимая, положительная, для второй она незначима. Методом наименьших квадратов получены следующие уравнения связи содержания ионов и окислов в породах: $\text{Na}=2.91 \text{Na}_2\text{O}+13$ и $\text{K}^+=2.59 \text{K}_2\text{O}+30.62$. Эти линии почти параллельны друг другу, что свидетельствует об отсутствии обогащения водных вытяжек по сравнению с породами одним из ионов. Экспериментально установлено, что отношение щелочей во флюидах определяется температурой (при $P = \text{const}$), содержанием Ca в системе и ее кислотностью (Рябчиков, 1975; Orville, 1963; Tiyama, 1966). Величина K/Na отношения во флюиде, равновесном с расплавом, растет с повышением температуры, повышением Ca и Si в системе. Более высокие K/Na отношения в вытяжках ладожских гранитоидов по сравнению с музейскими могут определять большую кальциевость пород.

На основе собственных экспериментов и обобщения литературных данных И.Д. Рябчиков (1975) вывел диаграмму зависимости K/Na отношения во флюиде, равновесном с гранодиоритом и гранитом, от температуры при $P_{\text{H}_2\text{O}}=2$ кбар. Воспользуемся этими диаграммами, отдавая предпочтение той, что построена для гранодиорита, так как состав последнего по содержанию Ca и отношению K и Na ближе отвечает ладожским гранитоидам, чем используемый им лейкократовый гранит. Кроме того, важно, что определенное по составу флюидов $P_{\text{H}_2\text{O}}$ для ладожских гранитов равно около 2.5 кбар (см. далее), близкое задаваемому в экспериментах. Результаты приведены в табл. 42. Там же приведены средние температуры, определенные по включениям раскристаллизованных расплавов. Довольно хорошая сходимость этих результатов является подтверждением того, что состав водной вытяжки является отражением состава водной части флюида, законсервированного в дефектах, пустотах и включениях в минералах. Некоторое завышение температур, полученных по водным вытяжкам, возможно, связано с несоответствием состава гранодиорита, используемого в эксперименте, по сравнению с ладожскими гранитоидами, в частности более высокое содержание в нем Ca (CaO — 4% против 2% в ладожских гранитоидах), а также более высоким $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (~2.5 кбар) по сравнению с экспериментом и довольно значительным количеством H_2 .

Подведем итог проведенным исследованиям.

1. В процессе развития ультраметаморфизма растет окисленность флюида, т.е. соответственно уменьшается его восстановленность. Эта закономерность присуща подобным процессам и в других регионах (Флюидный режим..., 1980; Летников и др., 1981) и отража-

Рис. 56. Диаграммы $\text{K}_{\text{вост}} = \frac{\text{Na}}{\text{K}}$ (а) и $\text{K}_{\text{вост}} = \frac{\text{Na}+\text{K}}{\text{Al}}$ (б). Используются средние значения $\text{K}_{\text{вост}}$ флюида и Na/K , $\frac{\text{Na}+\text{K}}{\text{Al}}$ для групп пород: I — бедных и II — богатых K_2O .

Т а б л и ц а 41. Вариации и средние значения содержаний ионов в водных вытяжках гранитоидов

Группа пород	n	Na ⁺		K ⁺		Cl ⁻	
		мг/100 г	мг/экв.	мг/100 г	мг/экв.	мг/100 г	мг/экв.
γ_{1+2}	4	<u>24,15-32,30</u> 28,40	<u>1,05-1,40</u> 1,23	<u>28,86-80,34</u> 43,68	<u>0,74-2,06</u> 1,12	<u>3,00-20,00</u> 8,67	<u>0,084-0,563</u> 0,244
γ_3	4	<u>13,80-25,53</u> 19,90	<u>0,61-1,11</u> 0,87	<u>13,26-55,38</u> 32,88	<u>0,34-1,42</u> 0,84	<u>0,00-30,00</u> 11,00	<u>0,00-0,845</u> 0,310
γ^d	4	<u>17,94-26,91</u> 20,87	<u>0,78-1,17</u> 0,91	<u>20,67-87,36</u> 51,92	<u>0,53-2,24</u> 1,32	<u>0,00-6,00</u> 2,77	<u>0,0-0,169</u> 0,078
γ_4	4	<u>9,66-36,80</u> 22,31	<u>0,42-1,60</u> 0,97	<u>11,70-74,88</u> 32,56	<u>0,30-1,92</u> 0,83	<u>3,00-6,00</u> 4,5	<u>0,084-0,169</u> 0,126
$\gamma_{1+2+3+4} + \gamma^d$	16	22,87	0,99	40,19	1,03	6,59	0,185
γ_{1+4}^m	9	35,65	1,55	39,73	1,02	4,16	0,120

Т а б л и ц а 41 (продолжение)

Группа пород		HCO ₃ ⁻		SO ₄ ⁻⁻		HCO ₃ ⁻ /Cl ⁻		Na ⁺ /K	
		мг/100 г	мг/экв.	мг/100 г	мг/экв.	мг/100 г	мг/экв.	мг/100 г	мг/экв.
γ_{1+2}	4	<u>41,17-91,50</u> 44,22	<u>0,675-1,500</u> 1,025	<u>0,00-2,25</u> 0,75	<u>0,00-0,046</u> 0,015	<u>4,57-18,30</u> 12,20	<u>2,64-8,036</u> 7,138	<u>0,30-1,12</u> 0,795	<u>0,51-1,89</u> 1,345
γ_3	4	<u>18,30-45,75</u> 31,36	<u>0,300-0,750</u> 0,525	<u>0,00-1,50</u> 0,50	<u>0,00-0,031</u> 0,010	<u>1,53-10,00</u> 5,76	<u>0,473-6,250</u> 3,361	<u>0,42-1,27</u> 0,757	<u>0,72-2,15</u> 1,29
γ^d	4	<u>32,02-45,75</u> 38,88	<u>0,525-</u> 0,637	<u>0,00-</u> 27,00	<u>0,000-2,25</u> 0,562	<u>7,62-27,45</u> 15,08	<u>4,439-16,071</u> 8,836	<u>0,22-0,93</u> 0,57	<u>0,37-1,58</u> 0,965
γ_4	4	<u>30,02-45,75</u> 38,88	<u>0,525-0,750</u> 0,637	<u>0,00-6,00</u> 1,5	<u>0,00-0,125</u> 0,031	<u>7,63-18,30</u> 12,96	<u>4,142-10,774</u> 7,428	<u>0,39-1,21</u> 0,877	<u>0,66-2,05</u> 1,485
$\gamma_{1+2+3+4} + \gamma^d$	16	35,10	0,737			10,77	5,79	0,91	1,27
γ_{1+4}^m	9	55,00	0,900			11,12	6,63	1,92	2,10

Примечание. K⁺ и Na⁺ определены в химической лаборатории ИГД АН СССР В.Ф. Гусевой методом пламенной фотометрии, анионы - в лаборатории ВСЕГЕИ А.А. Москалюк; ионы Cl⁻ и HCO₃⁻ - объемным методом, F - селективным, SO₄⁻⁻ - нефелометрическим, „0,00“ в анализе означает, что данный анион не обнаружен при анализе, возможно его присутствие в количест-

Т а б л и ц а 42

Средние значения температур кристаллизации гранитоидов

Группа пород	K^+/Na^+ в вытяжках	$T, ^\circ C$	T° гом
γ_{1+2}	0.75	750	697
γ_3	0.77	760	740
γ_4	0.68	730	720
γ_5	1.04	800	800

ет взаимодействие флюида с породой во время метаморфизма и ультраметаморфизма. Величина $K_{\text{вос}}$ флюида изменяется прямо пропорционально средней величине отношения $\frac{K+Na}{Al}$ для групп пород, бедных K_2O , и обратно пропорционально средним значениям Na/K отношений, причем для пород, где $Na_2O > K_2O$, восстановленность более высокая, чем для пород, где $Na_2O < K_2O$.

2. Изменение $K_{\text{вос}}$ при ультраметаморфизме определяется в основном соотношениями H_2 и H_2O и не связано с CO_2 и CO . Для базитов $K_{\text{вос}}$ определяется соотношениями CO и CO_2 , количества которых существенно увеличиваются. С уменьшением $K_{\text{вос}}$ уменьшается и отношение $\Sigma G/H_2O$, т.е. увеличивается относительная водонасыщенность флюидной системы, причем для интрузивных серий она менее значительна.

3. Отношение H_2O/CO_2 и в меньшей мере H_2/CO для жильного материала мигматитов, кроме γ_3 и интрузивных пород, выдерживается на одном уровне, отчетливо более низком, чем в гнейсах, что связано с неодинаковой растворимостью CO_2 и H_2O в расплаве, когда вследствие большей растворимости H_2O флюид осушается и обогащается CO_2 . Эта закономерность устанавливается для подобных образований ряда регионов, например Беломорья, Центрального Памира и др. (Флюидный режим..., 1980; Эволюция метаморфических..., 1981), по-видимому, является универсальной и согласуется с экспериментальными данными (Кадик, 1975, и др.).

4. Максимально высокое $CO_2 + CO$ характерно для базитов, т.е. для наиболее глубоких по уровню зарождения магм. Для них характерно и низкое значение H/C (9.34 табл. 37), значительно более низкое, чем для гнейсов и лейкосомы. В последних это отношение тоже довольно низкое по сравнению с гнейсами за счет обогащения флюида относительно расплава CO и CO_2 .

5. Отсутствие направленных изменений состава флюида с повышением P и T в гнейсах и жильном материале разных зон метаморфизма в рядах: $Gn^I \rightarrow Gn^{IIa} \rightarrow Gn^{II\delta}$, $\gamma_{1+2}^I \rightarrow \gamma_{1+2}^{IIa} \rightarrow \gamma_{1+2}^{II\delta}$, $\gamma_3^I \rightarrow \gamma_3^{IIa} \rightarrow \gamma_3^{II\delta}$ свидетельствует о том, что состав флюида прямо не связан с наблюдаемыми вариациями температуры. В то же время некоторая специфика его состава в каждой группе и закономерная эволюция во временной последовательности $Gn \rightarrow \gamma_{1+2} \rightarrow \gamma_3 \rightarrow \gamma_4 \rightarrow \gamma_5 \rightarrow \gamma_6$ свидетельствует о постоянном поступлении

флюида из внешних источников, иными словами о существовании флюидного потока.

6. Если при последовательном формировании γ_{1+2} и γ_3 по гнейсам состав флюида существенно менялся, то при образовании $\gamma_{\text{гп}}$ и $\gamma^{\text{д}}$ он оставался близким к γ_3 и далее эволюционировал в сторону окисления. Отмеченное сходство состава газов и $\gamma_{\text{гп}}$, свидетельствующее о близости флюидного режима гранитообразования на этом этапе, кажется естественным, так как гранодиориты могли формироваться при развитии того же самого процесса диатексиса, начало которого привело к возникновению γ_3 . Гранодиориты, формировавшиеся в зонах IIa и IIб, в ряде случаев получили способность к перемещению. Показательно, что $\gamma_{\text{п}}^{\text{IIa}}$ и $\gamma_{\text{п}}^{\text{IIб}}$, формирующиеся также в зоне IIa, близки друг к другу по составу флюида и отличны от $\gamma_{\text{п}}^{\text{IIд}}$ (табл. 39). По-видимому, в период образования тел гранодиоритов флюидный режим дифференцировался и выравнивался при формировании γ_4 (ПЗУЗ γ_{IIa}^4 и $\gamma_{\text{IIб}}^4 = 0.887$, РМ = 0.6). Начиная с момента возникновения γ_5 и особенно γ_6 в ряде случаев намечается изменение направленности в эволюции флюида — так к γ_6 мольная доля H_2O понижается, тогда как к γ_5 она последовательно повышалась от гнейсов; CO_2 , $\text{K}_{\text{вос}}$, $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ и $\Sigma\text{г}/\text{H}_2\text{O}$ изменялись в обратном направлении. Эти изменения, еще не существенные, но имеющие обратную направленность, свидетельствуют о некотором своеобразии этапа γ_6 .

7. Интрузивные породы, перемещенные с более глубоких уровней, в той или иной мере отличаются от предшествующих им во времени мигматитов. Базиты характеризуются высокими χ_{CO_2} и χ_{CO} , эндербиты — меньшими χ_{CH_4} по сравнению с γ_{1+2} , γ_3 близки к γ_6 , но отличаются от всех более ранних лейкосом. В целом интрузивные породы по сравнению с жильным материалом характеризуются большей восстановленностью и относительной газонасыщенностью, что, возможно, связано с тем, что при формировании мигматитов имело место взаимодействие флюида с субстратом и образующимся расплавом, а при кристаллизации интрузивных тел субстрат не играл столь существенной роли, и главное значение имело флюидно-магматическое взаимодействие. Влияние субстрата и отразилось в повышении окисленности и водонасыщенности флюида.

8. Водная часть флюида значительно минерализована, в ней обнаружены катионы K^+ и Na^+ , анионы HCO_3^- , Cl^- , причем установлена прямая корреляционная связь между Na/K отношением в породе и флюиде. Высокие значения K/Na отношений во флюиде могут быть связаны с высокой кислотностью и кальциевостью пород ладжского комплекса в отличие, например, от подобных образований Центрального Памира, возникающих в режиме кианитового типа (Эволюция..., 1981).

Прежде чем перейти к заключению о характере ультраметаморфизма и гранитообразования, остановимся на главных результатах, вытекающих из предшествующих разделов. На основании данных по детально исследованным районам развития ладожского комплекса (районы Пелотсари-Тамханка-Путсари, Лауватсари, Тервуса) было установлено, что процессы раннепротерозойского ультраметаморфизма и гранитообразования проявились неоднократно, имели стадийный характер, разделялись внедрением пород среднего-основного состава и связаны с тремя этапами деформаций. В течение первого этапа деформаций формировалась несколько последовательных генераций мигматитов $\gamma_0--\gamma_1--\gamma_2$ (обозначенных как γ_{1+2}). Последние использовали плоскости ранней кристаллизационной сланцеватости и осевые плоскости изоклинальных складок F_3 , имеющих субмеридиональное простирание, и развиты на о-ве Пелотсари и его окрестностях. Метаморфизм этого этапа имел зональный характер, в пределах зоны ультраметаморфизма его условия изменялись в направлении с северо-востока на юго-запад от мусковит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации (зона или субфация I) через биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовую субфацию амфиболитовой фации (зона IIa) до одноименной субфации гранулитовой фации (зона IIб). С заключительными стадиями этого этапа, с жесткими деформациями связано формирование γ_3 , приуроченных к системе секущих субпараллельных или взаимопересекающихся зон. Граниты γ_3 отделены от γ_{1+2} внедрением интрузий эндербитов в зоне гранулитовой фации и диоритов в более низкотемпературной зоне. Второй этап деформаций начинался с формирования группы кварцевых диоритов-гранодиоритов - сиенито-диоритов (γ^d), которые образовывали как довольно крупные массивы, из которых был изучен массив Лауватсари, так и мелкие тела, непосредственно переходящие в субстрат, слабо от него обособленные. Последние особенно характерны для зоны IIa. В период образования на втором этапе тектонических покровов и складок северо-западного-субширотного простирания ($F_4 - F_5$) формировались полосчатые и теневые мигматиты IV и V генераций (γ_4 и γ_5). Они появляются в зоне субфации IIa и максимального развития достигают в области гранулитовой фации (IIб), где с ними связаны регрессивные изменения в условиях амфиболитовой фации. В третий этап деформаций происходило формирование VI группы мигматитов (γ_6). Они ориентированы по осевым поверхностям складок субмеридионального северо-восточного простирания и представляют собой жильный материал грубополосчатых мигматитов и агматитов. На заключительных стадиях этого этапа внедрялись гранитоиды γ_7 , слагающие ряд крупных массивов (Тервусский, Кузнеченский и др.).

Характер контактов жильного материала разных генераций и типы перехода к субстрату, соотношение со структурами и формы развития позволяют прийти к следующим выводам: в пределах каж-

дой возрастной группы жил есть образования, несколько отличающиеся по дальности перемещения от очагов зарождения. Так, γ_{1+2} , объединяющие генерации γ_0 , γ_1 , γ_2 , образуют послыйные жилы и очки, явно находящиеся на месте своего зарождения, жилы, приуроченные к ОП складок или секущие ранние структуры, т.е. в этой группе имеются автохтонные и параавтохтонные образования. Однако приуроченность их к горизонтам одного состава и непрослеживаемость в другие горизонты свидетельствуют о незначительном перемещении, что свойственно и γ_3 , которые хотя и приурочиваются к системе взаимопересекающихся грешин, но также не выходят за пределы горизонтов определенного состава. Часто можно наблюдать, как они рождаются за счет этих горизонтов, мигматизированных γ_{1+2} . Граниты γ_4 наряду с послыйными, но более мощными, чем γ_{1+2} жилами, образуют секущие тела с апофизами, использующими древние структуры, полосы в несколько десятков метров, иногда с автономными структурами. Особенно это характерно, если субстратом для них являются базиты, эндербиты, гранодиориты, которые сохраняются в них в скиалитах. Иногда же γ_4 образуют однородные складчатые жилы с четкими контактами. Граниты γ_5 обычно развиты в виде секущих жил с прямолинейными контактами, т.е. являются аллохтонными образованиями, тогда как γ_4 объединяют гранитоиды, возникшие на месте и значительно перемещенные. γ_6 образуют инъекционные мигматиты. По возрастанию степени перемещения жильный материал образует следующий ряд $\left. \begin{array}{l} \gamma_{1+2} \\ \gamma_3 \end{array} \right\} \rightarrow$
 $\gamma_4 \rightarrow \left. \begin{array}{l} \gamma_5 \\ \gamma_6 \end{array} \right\}$.

Гранодиориты в разных зонах метаморфизма характеризуются разной степенью перемещения от мест своего зарождения. Она максимальна для относительно низкотемпературных зон (массив Импииньми), минимальна для зоны IIa, где неоднократно зафиксировано их зарождение *in situ*. В зоне IIb это преимущественно перемещенные интрузии, прорывающие эндербиты и содержащие их ксенолиты, хотя встречаются и параавтохтонные тела. Граниты γ_7 (Тервусский, Кузнеченский массивы) образуют хорошо оформленные массивы с резкими контактами, отчетливо перемещенные, по-видимому, достаточно далеко от мест зарождения очагов магм.

Минеральные ассоциации жильного материала мигматитов разных генераций амфиболитовой фации одинаковы: биотит-кварц-плагиоклаз, биотит-кварц-микроклин-плагиоклаз, биотит-кварц-плагиоклаз-микроклин-гранат (или кордиерит), но в γ_4 последняя ассоциация является наиболее распространенной. Обыкновенная роговая обманка встречается довольно редко и только в гранитоидах, располагающихся в основных породах. Это свидетельствует в целом о низкой щелочности жильного материала мигматитов, что подтверждается и достаточно высокими значениями K_{Al} для биотитов. Убывание щелочности от γ_{1+2} к γ_4 фиксируется изменением Sr/Ba отношения в микроклинах и Ni/Co в биотитах, но, видимо, эти вариации незначительны, так как величины K_{Al} и $\frac{K+Na}{Al}$ в биотитах, являющиеся показателями щелочности среды минералообразования, значимо не менялись во времени. Калиевые полевые шпаты представле-

ны упорядоченными разновидностями, близкими к максимальному микроклину, что обычно свойственно для гранитоидов, формирующихся в режиме низких давлений. Степень упорядоченности калиевых полевых шпатов возрастает от γ_{1+2} к γ_5 и γ_6 , что обусловлено при близких температурах кристаллизации спецификой условий формирования гранитоидов, в частности длительностью, типом и завершенностью процессов, которые создают гранитоиды. В γ_4 широкое развитие приобретает калиевополевошпатовый порфиробластез. По-видимому, главным здесь является возрастание роли метасоматоза к моменту возникновения γ_4 и γ_5 , а в связи с этим — наличие агрессивных растворов, которые в интервале температур, близких к температурам кристаллизации параллельно существующего с ними расплава ($600 < T \text{ } ^\circ\text{C} < 720$), способствовали перекристаллизации породы с укрупнением ее зернистости, возникновению крупных порфиробласт граната и калиевого полевого шпата, упорядочению последнего. Характерны довольно основные плагиоклазы для всех рассматриваемых групп, несмотря на высокую кремнекислотность пород, что обычно для комплексов низких давлений, а также их довольно низкая упорядоченность по сравнению с K — Na полевыми шпатами, что связано с высоким содержанием в них Ca. Биотиты гранитов, близких по температурам образования, не отличимы по своим параметрам. С повышением температуры кристаллизации, как например в эндебитах, в них увеличиваются содержания Si, Mg, Ti, уменьшается Fe.

Об условиях кристаллизации гранитоидов можно судить по минеральным ассоциациям самих гранитов и вмещающих пород, если метаморфизм последних по времени близок к периоду становления гранитоидов, температурам гомогенизации включений, расплавленных или солевых, геотермометрам и геобарометрам. Граниты γ_{1+2} в зоне амфиболитовой фации представлены исключительно биотитовыми и биотит-гранатовыми гранитами, тогда как в гранулитовой фации помимо них появляются биотит-гиперстеновые гранитоиды (кварцевые диориты). $T_{\text{гом}}$ расплавленных включений в кварцах для γ_{1+2} в зоне I (биотит-мусковит-гранат-ортоклазовая субфация) — 678° , для γ_3 — 732° ; для γ_{1+2} зоны IIa (гранат-биотит-кордирит-ортоклазовая субфация амфиболитовой фации) — 711° , для γ_{1+2} зоны IIб (гранулитовая фация) — 717° и для γ_3 — 743° . Для гнейсов зоны I по геотермометрам и минеральным равновесиям температура метаморфизма определяется в 630 – 680 , для зоны IIa–IIб она возрастает от 685 до 775 $^\circ\text{C}$. Постепенное повышение температуры отражается и в направленном изменении состава биотита (фиксируется возрастание содержаний Si, Ti, Mg, Ba, Cr, Ni, V, убывание Fe, Mn и F), плагиоклаза (возрастает содержание An с 25 – 27 до 35 – 40) из гнейсов, γ_{1+2} и γ_3 по зональности, что выявляется расчетом одномерного тренда, подтвержденного высоким значением рангового коэффициента корреляции. Параллельно с этим растет и количество жильного материала мигматитов с 1 – 2% для низкотемпературной части субфации I до 15 – 20% в зоне IIa–IIб. С повышением температуры происходит и изменение состава

ва субстрата и жильного материала γ_{1+2}^v и γ_3^v от зоны I к зоне IIб в сторону повышения кремнекислотности, причем в субстрате эти изменения более значительные, чем в жильном материале. Для γ_4^v , располагающихся в зонах IIа и IIб, которые по геологическим данным формировались после становления метаморфической зональности и с которыми связаны в зоне гранулитовой фации (IIб) регрессивные изменения (замещение граната, гиперстена и амфибола кварцем и биотитом), не устанавливается, как и следовало ожидать, изменения состава биотита и плагиоклаза от зоны IIа к зоне IIб. Увеличение основности состава γ_4^v , развитых в зоне IIб в отличие от развитых в зоне IIа, связано с тем, что в зоне IIб субстратом для них являются в значительной степени базиты, гранодиориты и эндербиты. $T_{\text{ГОМ}}$ включений раскристаллизованных расплавов в γ_4^v 720 °С. В перемещенных гранодиоритах (γ_4^{D2}) биотиты более титанистые, чем в параавтохтонных (γ_4^{D1}). $T_{\text{ГОМ}}$ включений — более 700 °С, максимальные значения достигают 1000 °С. Еще более высокие $T_{\text{ГОМ}}$ устанавливаются для куркиекских эндербитов ($\gamma_4^{D_{\text{К}}}$) — 1200 °С. Средние $T_{\text{ГОМ}}$ для тервусских гранитов (γ_7^T) — 780 °С.

Присутствие различных по составу включений — водно-газовых, углекислых, углекисло-водных и солевых, попадающих в одни и те же интервалы по температурам гомогенизации, дает основание предполагать, что при T не ниже 500–600 °С произошло расслоение гомогенного флюида на водный и водно-солевой. Наличие однофазовых включений жидкой CO_2 в гранате γ_4^v наряду с петрографическими и геологическими наблюдениями (кристаллы граната пересекают контакт жил γ_4^v и субстрата) свидетельствуют о метаморфическом характере этого минерала, но его формирование (или по крайней мере перекристаллизация с укрупнением его размеров) происходила одновременно с кристаллизацией расплава. Этот вывод подтверждается фактом присутствия в гранате редких расплавных включений. Ранее (Геологическое развитие..., 1970) было показано, что порфиробластический рост этого минерала сопровождается увеличением его магнезиальности. Известно также, что дальнейшее развитие этого процесса в мигматитах Свекофенского пояса приводит к замещению граната кордиеритом. По-видимому, устанавливаемое нами снижение щелочности гранитов жильного материала ко второму этапу ультраметаморфизма является следствием кислотного выщелачивания магм. При этом происходит перераспределение сильных оснований здесь же в твердых фазах (перекристаллизация граната, образование скоплений его зерен, увеличение магнезиальности и дальнейшее замещение кордиеритом). Большая инертность магния по отношению к железу типична для метасоматических процессов, сопровождающих метаморфизм андалузит-силлиманитового типа (Глебовицкий, Бушмин, 1979).

При последовательном развитии различных генераций мигматитов устанавливаются обычные для зон ультраметаморфизма закономерности изменения химического состава. От γ_{1+2}^v к γ_6^v возрастает содержание K_2O при близком содержании Na_2O , увеличиваются отношения $\frac{\text{K}+\text{Na}}{\text{Al}}$, $\frac{\text{Na}}{\text{Al}-\text{K}}$, K/Na , лейкократовость пород и величина

на $K_{\text{шел}}$. Эти изменения, особенно при переходе от γ_{1+2} к γ_3 и даже к γ_4 , не очень значительны, более отчетливо они проявляются от γ_{1+2} к γ_6 , т.е. от начальных членов к конечным. На ряде диаграмм поля составов гранитоидов перекрываются в значительной части. Это свидетельствует о близких условиях образования гранитоидов, о выдержанности условий метаморфизма в период их формирования. Вариации состава гранитоидов в пределах одной группы связаны с различием состава исходного субстрата, причем все последующие генерации жильного материала образуются по предшествующим мигматитам. Естественно, что при сближенности во времени (в пределах одного тектоно-метаморфического цикла) и одинаковых условиях формирования трудно ожидать существенных различий в составе между генерациями жильного материала, особенно принадлежащими одному этапу деформаций.

Эндербиты, являющиеся вместе с основными комагматами продуктами дифференциации мантийных андезитовых магм, характеризуются высокой глиноземистостью и низкой калиестью. Гранодиориты, разделяющие I и II этапы деформаций, расположенные в районе Путсари, отличаются от лауватсарских гранодиоритов, близких к эндербитам, меньшим содержанием Са и большей калиестью, что, возможно, связано с более глубинным уровнем генерации магмы Лауватсарского массива за счет плавления и мобилизации преимущественно эндербитов. Граниты γ_7 отличаются по составу от γ_6 и других генераций жильного материала, что свидетельствует о самостоятельности источника их магмы. Отличительной особенностью составов жильного материала I и II этапов деформаций ладожских мигматитов является низкое содержание в них Na_2O , вследствие чего сумма щелочей в них, как и отношение Na/K , занижены относительно значений этих величин для ультраметаморфогенных гранитоидов других регионов.

Определенные закономерности устанавливаются и в эволюции состава флюида при ультраметаморфизме. Газы, участвующие в процессах метаморфического и ультраметаморфического минералообразования, отличаются низкой восстановленностью, причем при мигматизации и гранитизации происходит интенсивное окисление флюида. В ходе ультраметаморфизма на фоне общей тенденции к понижению $K_{\text{вос}}$ намечается слабо выраженный максимум этой величины в момент формирования диатектических магм, родоначальных для комплекса тоналитов и гранодиоритов (γ^{D}), что можно связывать с дополнительным притоком ювенильного водорода. В целом ладожский комплекс, как и все метаморфические комплексы, сформированные в высокоградиентных режимах, характеризуется повышенной водородностью и соответственно низкой окисленностью, что, как будет показано в гл. III, обусловлено окислением флюидного потока при взаимодействии с метаморфизирующимися толщами в процессе ультраметаморфизма на малых глубинах (при низких значениях Р). В том случае, если взаимодействие и формирование магматического очага происходит на больших глубинах, такое окисление происходит более

энергично. С этим связаны в целом низкие значения $K_{\text{вос}}$ в γ_2 , питающихся из глубинных магматических очагов.

Отсутствие направленных изменений состава флюида с повышением P и T , его зависимость непосредственно от большинства параметров состава пород, а также закономерные различия составов флюида разновозрастных групп пород свидетельствуют о постоянном поступлении газов из внешних источников, т.е. о существовании флюидного потока.

В целом при переходе от гнейсов к гранитоидам закономерно уменьшается величина отношения H_2O/CO_2 , что отражает универсальную закономерность эволюции флюидных систем и объясняется селективным растворением воды в гранитоидных расплавах. Исключение составляет лишь лейкосома γ_3 , в которой указанное отношение близко к гнейсовому. Такая аномалия может быть обусловлена либо кратковременным поглощением флюидного потока при диатексисе, начало которого как раз и ознаменовалось появлением γ_3 , являющихся более высокотемпературными, чем γ_{1+2} , а значит и недосыщенными компонентами флюида, либо дополнительным притоком ювенильного водорода, быстро окисляющегося при плавлении.

Итак, наличие включений раскристаллизованных расплавов в жильном материале мигматитов γ_{1+2} , γ_3 и γ_4 , в частности в мелких кварц-полевошпатовых очках в гнейсах (γ_{1+2}), свидетельствует о том, что стадия плавления имела место уже в самые начальные этапы ультраметаморфизма. Это подтверждается особенностями структур гранитов и отчасти их составом. Отсутствие закономерной направленности трендов „меланосома-лейкосома“, свойственных магматическим закрытым системам (Раннедокембрийские..., 1975), как и признаков инконгруэнтного плавления слюд, что неизбежно должно было бы иметь место при формировании жильного материала в результате анатексиса слюдяных гнейсов, а также близость состава плагиоклазов в меланосоме и лейкосоме, свидетельствуют о том, что плавление могло происходить в открытой, по крайней мере для щелочей, системе. Неоднородность состава соседних жил, проявление признаков зональности, обогащение их кварцем, особенно γ_0 и γ_1 , указывают на некоторую специфику анатексиса в зоне мусковит-биотит-гранат-силлиманитовой субфации. Возможно, определенная роль в формировании γ_0 и γ_1 принадлежит „переводным“ флюидам, опережающим фронт плавления, хотя быстрое наступление последнего, приводящего к массовому развитию γ_2 , не дает развиваться в полной мере метасоматическим процессам на этом этапе. Подтверждением этому является полное отсутствие жильного материала данного этапа в породах основного состава.

Особенности состава гранитоидов, начиная с γ_4 , большие дисперсии средних содержаний некоторых элементов, изменения характера корреляционных связей между породообразующими окислами и компонентами флюида, отличия в характере замещений между сериями $Gn \rightarrow \gamma_{1+2}$ и $Gn_2 \rightarrow \gamma_4$, улавливаемые методом дискриминантной функции, порфириобластическое развитие микроклина и граната, неравномерное зернистые текстуры, крупнозернистость пород,

наличие в гранате однофазовых уплотненных включений CO_2 , свойственных метаморфогенным минералам, формы их развития, характер соотношений с субстратом, особенно базитами, эндербитами и гранодиоритами, — все это свидетельствует об изменении типа ультраметаморфического процесса при переходе к γ_4 . После становления гранодиоритов наряду с анатексисом, о чем можно судить по морфологии тел, наличию расплавных включений, структурам, немаловажную роль начинают играть процессы Na-K-Si метасоматоза. Именно они ответственны за формирование порфиробластических гранодиоритовидных и гранитных пород, по возрасту сопоставимых с γ_4 и γ_5 , по габброидам и кристаллическим сланцам основного состава. Полевошпатовый метасоматоз, преимущественно K-Si , продолжает развиваться и в течение III этапа деформаций, приводя к большим дисперсиям K_2O в γ_6 и γ_7 и к сильным нарушениям корреляционных связей Si с Na+K . Возрастание роли метасоматоза ко II этапу эволюции, когда формировались γ_4 и γ_5 , приводит к широкому проявлению гранитизации и образованию значительных масс гранито-гнейсов и порфиробластических гранитов, распространенных в районе Путсари и Лахденлохьи.

Высокая кремнекислотность и довольно низкая K -щелочность в лейкосоме при высоком содержании K в субстрате связана с формированием этих мигматитов вплоть до γ_4 в условиях высокой кислотности среды минералообразования при умеренном P (4–3 кбар) и повышенном притоке H_2 . Стадийность мигматитообразования, которое прерывается неоднократным внедрением даек основных-средних пород, и формирование гранитоидов пониженной щелочности в середине всего периода ультраметаморфизма определяет его специфику для фациальной серии андалузит-силлиманитового типа.

Таким образом, исследование Северного Приладожья позволяет проследить эволюцию геохимического и термодинамического режимов ультраметаморфизма, выявить те его специфические черты, которые свойственны метаморфическим поясам андалузит-силлиманитового типа, и понять некоторые закономерные взаимосвязи магматизма и метаморфизма.

Одной из главных особенностей ультраметаморфизма ладожского комплекса является преобладание анатектического мигматитообразования на ранних этапах процесса, почти полное отсутствие метасоматической подготовки селективного плавления, возрастание роли метасоматоза к поздним этапам. Такие соотношения можно связать с большой скоростью теплопереноса, что вполне естественно для метаморфических поясов, эволюционирующих в андалузит-силлиманитовом (высокоградиентном) режиме. Быстрый же прогрев и формирование положительной термической аномалии большой интенсивности может определяться подъемом в кору больших масс мантийных магм. Эти магмы имеют в данном случае состав высокоглиноземистого андезита и являются родоначальными для комплекса габброидов-эндербитов, оказавшегося синхронным с мигматизацией I этапа. С связи прогрева с подъемом андезитовых магм свидетельствует тот факт, что эндербиты в пределах всего Свеко-

Т а б л и ц а 43

Средние составы мигматитов

Зона	Состав, %					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
	γ_n	γ_{1+2}	γ_3	γ_4	γ_5			
I	92	6	2	-	-	68,06	0,63	14,94
IIa	80	20	-	-	-	63,44	0,71	15,86
IIa	72,2	9,3	2,2	16,3	-	64,14	0,77	15,69
IIб	51,0	2,4	1,1	39,1	6,4	65,40	0,64	15,86

Т а б л и ц а 43 (продолжение)

Зона	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
I	1,07	3,60	0,07	2,10	2,07	2,62	2,87	0,15
IIa	2,02	4,38	0,08	2,78	2,29	2,63	3,16	0,14
IIa	1,99	4,51	0,06	2,76	2,30	2,61	3,10	0,15
IIб	1,00	3,77	0,08	2,20	3,09	3,23	2,95	0,19

феннского пояса ассоциируются с метаморфическими породами гранулитовой фации (Геологическое развитие..., 1970).

Прогрессирующее плавление сопряжено с прогрессивным метаморфизмом, о чем свидетельствует направленное изменение состава минералов в субстрате и γ_{1+2} , $T_{\text{ГОМ}}$ включений раскристаллизованных расплавов в последних, увеличение степени насыщения толщ жильным материалом, уменьшение его лейкократовости и увеличение его мафичности по направлению к наиболее высокотемпературным зонам, и завершается формированием диатектических магм. Первые результаты этого процесса реализуются в виде γ_3 , которые и по составу минералов и самих пород отражают еще метаморфическую зональность. Развитие плавления на этих ранних стадиях ультраметаморфизма приводило в конечном итоге к более обширному диатексису толщ ладожского комплекса и формированию очагов магм, перемещение и внедрение которых обусловило образование комплекса кварцевых диоритов-гранодиоритов (γ^d), идентичному по составу толщам ладожского комплекса. Эта идентичность среднего состава зоны ультраметаморфизма в целом и гранодиоритов была показана ранее (Лобач-Жученко и др., 1972). Подтверждается она и нашими данными, относящимися как к конкретным сериям, когда в обнажениях виден постепенный переход от мигматитов к гранодиоритам, так и к рассчитанным средним составам мигматитов, гнейсов и гранодиоритов (табл. 43).

К моменту формирования γ_4 достигается кульминация процессов ультраметаморфизма в смысле объема выплавляемого из толщ гранитоидного материала. Интересной особенностью этого этапа явля-

ется то, что процесс мигматизации оказывается регрессивным в зоне гранулитовой фации (с ним связаны регрессивные преобразования в условиях амфиболитовой фации) и прогрессивным в зоне амфиболитовой фации (температура формирования γ_4 больше минимальной температуры мигматитообразования). Это свидетельствует о выплаживании наклона изотермических поверхностей, что естественно в период остывания всего комплекса в целом, когда активный источник тепла — большие магматические массы — прекращает свое существование.

Ко II этапу ультраметаморфизма повышается роль метасоматоза в гранитообразовании и усиливаются процессы кислотного выщелачивания магм, вызывающие общее понижение щелочности гранитоидов. Вместе с тем отношение щелочей и относительная калиево-сть гранитов в рассматриваемом временном интервале не меняется, что связано в целом с прогрессивностью процесса ультраметаморфизма. В дальнейшем же по мере последовательной консолидации зоны ультраметаморфизма и углубления очагов расплава относительная калиево-сть гранитоидов (γ_6 и γ_7) растет.

Эволюция состава гранитоидов различных петрогенетических типов

Эволюция состава гранитоидов различных петрогенетических типов, способы и пути их вещественной дифференциации изучались на основании анализа геологических и петрологических данных и пространственных соотношений пород и минералов в сочетании со статистической обработкой петрохимической информации. При этом прежде всего использовался метод линейных дискриминантных функций по содержаниям петрогенных элементов в разновозрастных гранитоидах. Частично результаты такого рода сопоставлений приводились в главах I и II.

Для выявления основных процессов, влияющих на распределение петрогенных элементов в изучаемых ассоциациях, и сравнения пород по интенсивности проявления этих процессов наиболее информативной оказалась последовательность процедур, включающая вычисление коэффициентов корреляции, анализ корреляционной матрицы с помощью метода главных компонент (МГК) и дискриминантный анализ по значениям выделенных главных компонент.

Оценка взаимосвязей между петрогенными элементами (расчет матриц парных коэффициентов корреляции) проводилась как для отдельных групп пород, так и для их совокупностей. В последнем случае обобщенная корреляционная матрица получалась путем взвешивания отдельных корреляционных матриц на количество объектов, представляющих каждую группу пород (совокупность).

Разновидность факторного анализа — метод главных компонент (МГК) — реализует поворот исходной системы координат (в пространстве исходных признаков) к новой системе, причем каждая новая по порядку компонента учитывает максимум суммарной остаточной дисперсии параметров при условии некоррелированности с другими компонентами (Харман, 1972; Йёреског и др., 1980; Белоник и др., 1982). Получающиеся таким образом из матрицы коэффициентов корреляции новые переменные называются „главными компонентами“, „главными факторами“ или просто „факторами“ (хотя, строго говоря, собственно факторный анализ представляет несколько другой подход к обработке данных, основанный на минимизации не дисперсий, а корреляций). По таблице связей между исходными переменными и факторами (матрица факторных нагрузок) и с учетом суммарной дисперсии переменных, учитываемой факторами, определяются естественные ассоциации элементов (элементы, имеющие значимые нагрузки на данный фактор) и формулируется гипотеза о связи факторов с геохимическими процессами. Будучи ста-

тистически независимыми („ортогональными“), главные компоненты могут отражать разные геолого-геохимические особенности анализируемой выборки, и их можно интерпретировать так же, как некоторые мультипликативные показатели, определяемые из имеющихся данных. Адекватность модели МГК природным процессам, происходящим в исследуемых системах, определяется возможностью разумной интерпретации выделенных факторов.

Известно (Харман, 1972), что с помощью вращения полученной новой системы координат можно получить бесконечное множество решений, одинаково хорошо описывающих данные. На этом основании методы вращения факторов используются для получения более простой факторной структуры с целью облегчения интерпретации.

В данной работе в ряде случаев применялось так называемое энтропийное вращение факторов. Факторные оси приводились в такое положение, что проекции на них каждой переменной оказывались по возможности близкими к нулю, либо к ± 1 (матрица факторных нагрузок получалась более контрастной). Следует, однако, помнить, что с точки зрения заложенной информации все решения (до и после вращения) эквивалентны.

Для установки отличий совокупностей (пород) по степени влияния процессов, выраженных через значения главных компонент, проведен дискриминантный анализ, суть которого состоит в построении „гиперплоскостей“, разделяющих некоторым оптимальным образом совокупности в многомерном признаковом (в данном случае факторном) пространстве.

В настоящей работе для интерпретации результатов дискриминантного анализа использовались следующие величины: 1) обобщенные РМ, представляющие меру разделения между двумя многомерными средними в единицах обобщенной дисперсии совокупностей; 2) ПЗУЗ для принятия предложения о неравенстве многомерных средних; 3) информативность признаков — разность средних между двумя совокупностями по переменной, выраженная в единицах средневзвешенного стандартного отклонения переменной.

Перечисленные параметры позволили: а) выявить сходство или различие по действию в них природных процессов; б) определить процессы, по которым данные выборки максимально отличаются или, наоборот, наиболее близки.

Жильный материал мигматитов
и интрузивные гранитоиды беломорского мегакомплекса

При интерпретации результатов факторного анализа гранитоидов беломорского комплекса необходимо принимать во внимание следующие главные особенности их геологии и петрологии. Жильный материал мигматитов I и II циклов (m_n и m_{n+2}) эволюции, по крайней мере частично, является результатом селективного плавления гнейсов (о чем свидетельствует наличие включений раскристаллизованных расплавов) и последовательной кристаллизации рассеянных в толще

анатектических магм в процессе складчатых деформаций и локального перемещения расплава, во время которого возможна его фракционная кристаллизация. Для жильного материала m_{n+2} устанавливается явная зависимость состава гранитоидов от состава субстрата, и только лейкосома биотитовых гнейсов чупинской свиты может рассматриваться как результат их анатексиса в модельной системе $Ab-An-Or-Qu(H_2O)$. Лейкосома глиноземистых гнейсов по своему составу значительно отклоняется от такого анатектического состава, что заставляет предположить либо иные пути формирования жильного материала, либо изменение состава выплавки при изменении кислотности-щелочности сред минералообразования и химических потенциалов вполне подвижных компонентов под влиянием состава среды.

Плагииграниты начала второго цикла (γ_1) и завершающие его плагиимикроклиновые граниты (γ_2) несут отчетливые геологические признаки интрузивного происхождения. Правда, в силу сложных наложенных деформаций и перекристаллизации в первых совсем не сохранились расплавные включения. Во вторых, они обнаружены, и их изучение указывает на высокие температуры магмы. Отчасти мелкие тела γ_2 являются незначительно перемещенными (параавтохтонными) образованиями, возникшими как конечные дифференциаты анатектических расплавов. Отчасти же тела γ_2 являются результатом внедрения магм более глубокого уровня генерации. Устанавливаются признаки открытости системы гранитов γ_2 по отношению к щелочам.

Мигматит-граниты III цикла эволюции (m_{γ}) и жильный материал мигматитов m_{n+5+6} в целом синхронны, а последние обладают геологическими и петрологическими признаками анатектического происхождения. При этом можно утверждать, что расплавы кристаллизовались вблизи мест генерации, существенно не перемещаясь. Это исключает заметное влияние фракционной кристаллизации на вариации состава жильного материала. Как показало изучение включений раскристаллизованных расплавов в исследованных гранитоидах III цикла, температуры магм значительно превышали температуры вмещающих пород, что привело к предположению о локально очаговом частичном плавлении более ранних мигматитов и гранитоидов в рассматриваемый период геологического развития.

Сравнение гранитоидов по величинам факторов производилось на основании обобщенной корреляционной матрицы для всей их совокупности, факторная структура которой отображена на диаграмме (рис. 57, а). Характерно, что в фактор кремнекислотности не входят ни CaO , ни щелочи. Эти элементы формируют самостоятельный II фактор, с величиной которого положительно коррелируются Al_2O_3 , CaO и Na_2O (плаггиоклазовая группа), отрицательно — K_2O и SiO_2 , что можно объяснить влиянием фракционной кристаллизации сравнительно основного избыточного плаггиоклаза и селективным замещением последнего калиевым полевым шпатом при гранитизации. Так как связь между K_2O и TiO_2 в структуре I фактора не выявлена, в терминах такой интерпретации можно говорить об отсутствии зна-

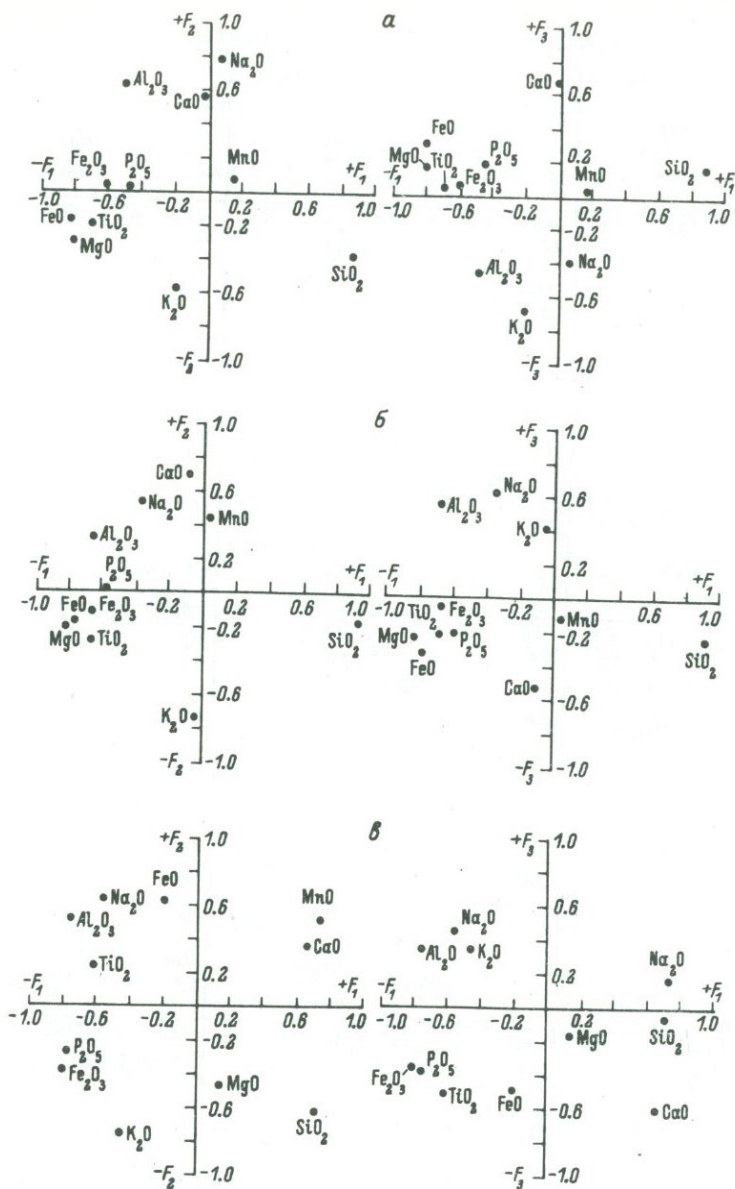


Рис. 57. Диаграммы факторных нагрузок для гранитоидов беломорского мегакомплекса.

а - для выборки в целом (вклад: $F_1=31.07$, $F_2=17.47$, $F_3=13.41$, $F_4=9.40$, $F_5=7.75$, $F_6=7.32$, $n=231$); б - для жильного материала мигматитов в целом (вклад: $F_1=36.18$, $F_2=16.60$, $F_3=13.56$, $F_4=9.13$, $F_5=6.88$, $n=54$); в - для жильного материала мигматитов I цикла (n_{II}) (вклад: $F_1=38.15$, $F_2=27.03$, $F_3=15.24$, $n=10$);

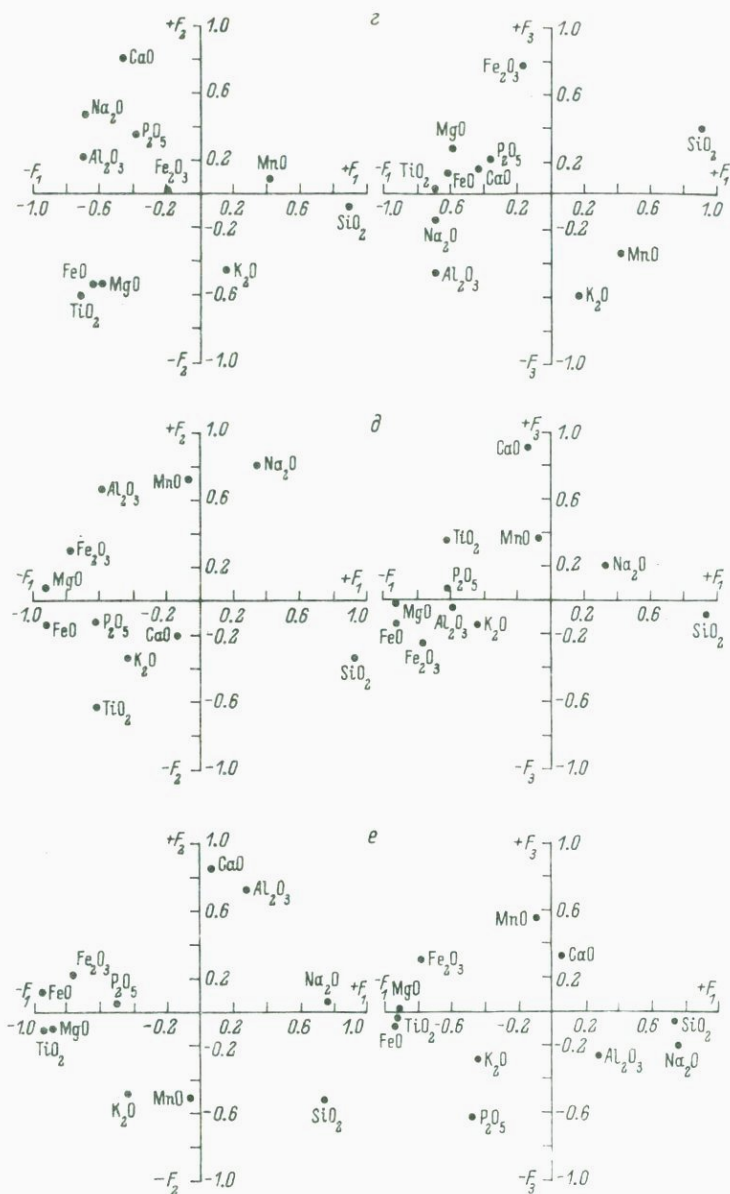


Рис. 57 (продолжение).

г - для жильного материала мигматитов II цикла (m_{n+2}) (вклад: $F_1=37.72$, $F_2=20.23$, $F_3=14.70$, $F_4=9.94$, $n=25$); д - для жильного материала мигматитов III цикла (m_{n+5+c}) (вклад: $F_1=41.32$, $F_2=21.89$, $F_3=11.19$, $F_4=9.57$, $n=19$); е - для гранито-гнейсов III цикла (m_{γ}) (вклад: $F_1=42.25$, $F_2=20.34$, $F_3=9.89$, $F_4=8.89$, $n=26$);

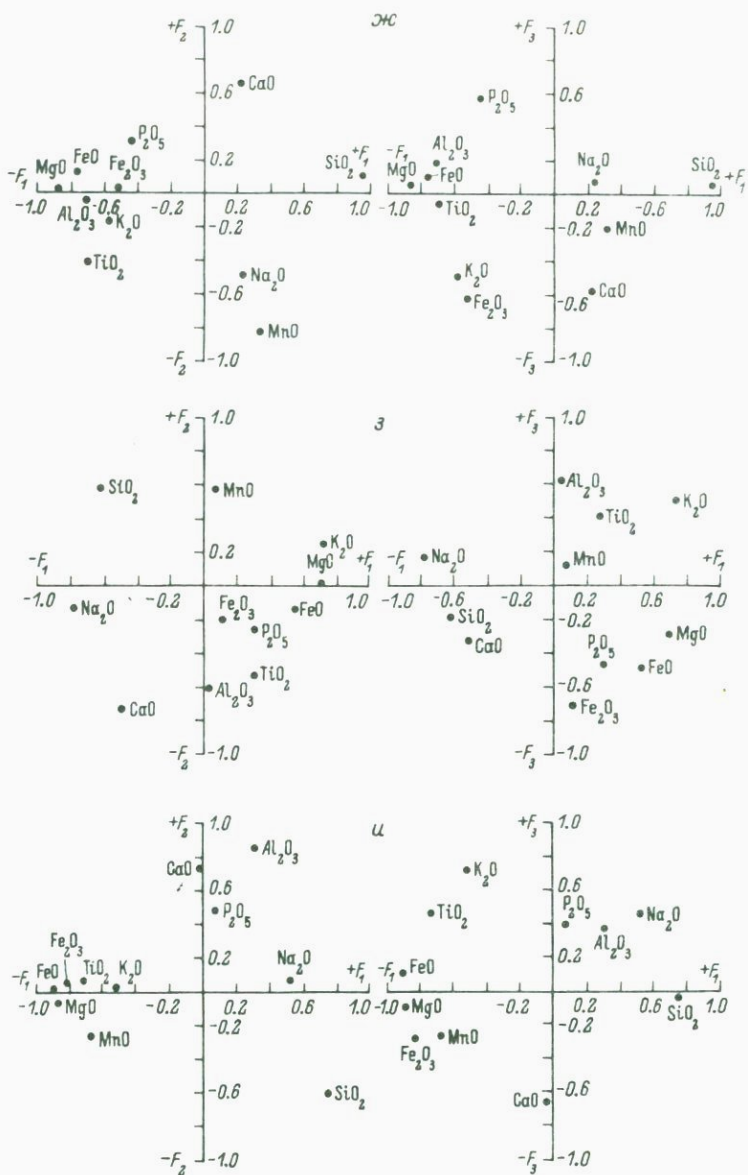


Рис. 57 (продолжение).

ж - для тоналитов II цикла (γ_1) (вклад: $F_1=38.53$, $F_2=14.77$, $F_3=12.34$, $F_4=10.62$, $F_5=9.68$, $n=17$); з - для гранитов II цикла (γ_2) (вклад: $F_1=24.62$, $F_2=19.82$, $F_3=18.69$, $F_4=11.55$, $F_5=7.70$, $n=27$); и - для гранитоидов III цикла в целом ($m_{n+5+6} + m_7$) (вклад: $F_1=40.84$, $F_2=17.64$, $F_3=15.33$, $F_4=8.93$, $n=36$).

чимого влияния фракционной кристаллизации биотита, если брать всю совокупность в целом. Поэтому можно предположить, что проявление кашневого метасоматоза (фельдшпатизации) полностью определяет вариации K_2O .

Процессы аллюхимических превращений магм или гранитоидов в условиях повышающейся кислотности и одновременно химических потенциалов щелочей во флюиде, взаимодействующем с расплавом, оказывают очень сильное влияние на вариации составов пород. При этом прежде всего осуществляются растворение и вынос CaO и FeO и осаждение Al_2O_3 , о чем свидетельствует III фактор. Отсутствие значимых связей SiO_2 с величиной III фактора, казалось бы, не согласующееся с его интерпретацией как фактора кислотного выщелачивания, в действительности ничему не противоречит, так как отрицательная корреляция Al_2O_3 и величины I фактора, устанавливающаяся на стадии магматической дифференциации, слишком сильна, чтобы она могла нарушиться при не слишком интенсивном кислотном выщелачивании.

Величины MnO , P_2O_5 и Fe_2O_3 оказываются независимыми от содержания всех петрогенных элементов, за исключением TiO_2 , что привело к появлению IV, V и VI факторов без выраженного петрологического содержания.

Матрица факторных нагрузок выборки, объединяющей лишь жильный материал мигматитов (рис. 57, б), принципиально не отличается от только что рассмотренной. Обращает на себя внимание лишь появление значимой отрицательной связи TiO_2 с величиной II фактора. По-видимому, в мигматитах в отличие от интрузивных гранитоидов определенную роль играют процессы фракционной кристаллизации биотита или обогащение недоплавленных остатков этим минералом. Рассмотрим результаты факторного анализа отдельных групп гранитоидов.

Между жильным материалом m_n и m_{n+2} не удается найти значимых отличий ни при расчете дискриминантных функций содержания петрогенных элементов, ни величин главных компонентов, определенных на основе обобщенной корреляционной матрицы, так как ПЗУЗ равно соответственно 0,281 и 0,789. Но факторные структуры их существенно различаются. Свообразие m_n (рис. 57, в) заключается в том, что с I фактором кремнекислотности оказываются положительно связаны CaO и MnO , а со II фактором плагиоклазового фракционирования — FeO и MnO и отрицательно связаны K_2O , MgO и SiO_2 . Последние связи элементов могут означать, что при гранитизации или на поздних стадиях кристаллизации анатектической магмы возрастает магнезиальность системы, что часто происходит при повышении кислотности среды минералообразования.

В m_{n+2} в I факторе наряду с обычным антагонизмом FeO , MgO и TiO_2 по отношению к SiO_2 отчетливо выступает отрицательная связь плагиоклазовой группы элементов (CaO , Al_2O_3 и Na_2O) и содержания кремнезема, что можно объяснить совместной фракционной кристаллизацией фемических минералов и сравни-

тельно основного плагиоклаза или же контаминацией возникающего при селективном плавлении жильного материала остатками недоплавленного субстрата, обогащающимися указанными фазами (рис. 57, г).

В отличие от m_n в $m_{n+2}K_2O$ не обнаруживает значимой связи с величиной I фактора, но вместе с TiO_2 , FeO и MgO связан отрицательно с содержанием CaO и Na_2O , что выявляется во II факторе. Возможно, что это обусловлено независимой от плагиоклаза фракционной кристаллизацией биотита из расплава повышенной кислотности и (или) обогащением рестиита, контаминирующего жильный материал, этим минералом в тех же условиях. Одним из выражений этого процесса является формирование биотитовых оторочек вокруг гранитных жил. Вероятно, появление ассоциаций с участием граната в жильном материале является также следствием повышения кислотности среды минералообразования. То и другое объяснение в значительной мере гипотетично, так как вариации K_2O могут быть связаны не только с поведением биотита в процессе плавления и кристаллизации, но в какой-то мере и с проявлением калиевой фельдшпатизации породы и одновременной альбитизацией плагиоклаза, что нашло отражение во II и III факторах. Но все же процессы фракционной кристаллизации биотита или обогащение им недоплавленных остатков субстрата играли более существенную роль в дифференциации вещества, чем при формировании более ранних мигматитов, о чем прежде всего свидетельствует сильная связь между TiO_2 , K_2O , MgO и FeO во II факторе.

Формирование m_n и m_{n+2} отделено друг от друга внедрением малых тел калиевых гранитов (γ_n), слабо исследованных петрохимически, и крупных массивов плагиогранитов в среднем тоналитового состава (γ_1). Последние представляют особый интерес. Они значительно отличаются от m_n и m_{n+2} (табл. 7), о чем свидетельствует расчет дискриминантных функций содержаний петрогенных элементов (ПЗУЗ соответственно 0.013 и 0.001). От m_n они отличаются более низким средним содержанием SiO_2 и повышенными количествами TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O . Кроме того, намечается тенденция к повышению в них содержаний Fe_2O_3 и FeO и понижению CaO . От m_{n+2} они отличаются таким же образом с той только разницей, что повышение Fe_2O_3 и FeO становится значимым, содержание в них CaO практически совпадает, но намечается тенденция к возрастанию K_2O . Расчет дискриминантных функций по величинам главных компонент показывает (табл. 44), что от m_n и m_{n+2} к γ_1 происходит одновременное значимое уменьшение кремнекислотности, или увеличение общей мафичности (I фактор) и возрастание элементов плагиоклазовой группы (Al_2O_3 , CaO и Na_2O) по отношению к SiO_2 , K_2O и MgO . Вместе с тем в γ_1 по сравнению с m_n возрастает сумма Na_2O , K_2O и Al_2O_3 при уменьшении CaO и MgO (III фактор), тогда как по сравнению с m_{n+2} наблюдается лишь тенденция к такому изменению.

Факторная структура γ_1 (рис. 57, ж) существенно отличается как от жильного материала мигматитов, так и от m_n . В них не только CaO , но и Na_2O оказался независимым от величины I фак-

Таблица 44

Коэффициенты уравнений дискриминантных функций главных факторов (1-я строка), информативность (2-я строка), средние значения факторов (3-я и 4-я строки) состава гранитоидов Беломорья

Группа пород	n	F ₁	F ₂	F ₃	F ₄	F ₅	F ₆	ПЗУЗ	nD
m _n	10	-0.202	0.340	-0.300	-0.199	0.268	-0.388	0.789	-0.537
m _{n+2}	25	0.051	0.124	0.122	0.031	0.067	0.122		
m _n	\bar{x}	0.877	-0.138	1.045	0.166	-0.274	0.389		
m _{n+2}	\bar{x}	0.661	0.217	0.654	-0.014	-0.028	0.048		
m _n	10	-1.145	0.844	-0.329	0.340	0.632	0.071	0.059	-0.187
m _{n+5+6}	19	<u>1.388</u>	<u>0.871</u>	0.204	0.121	0.352	0.007		
m _n	\bar{x}	0.877	-0.138	1.045	0.166	-0.274	0.389		
m _{n+5+6}	\bar{x}	-0.249	0.802	0.540	0.522	0.290	0.471		
m _n	10	-1.834	0.723	-0.132	0.130	-0.397	-0.813	0.003	0.247
m _γ	26	<u>3.084</u>	<u>0.855</u>	0.042	0.049	0.162	0.564		
m _n	\bar{x}	0.877	-0.138	1.045	0.166	-0.274	0.389		
m _γ	\bar{x}	-0.801	0.793	0.815	0.392	-0.658	-0.343		
m _n	10	-1.823	1.015	-0.725	-0.085	0.068	-0.877	0.003	0.015
γ ₁	19	<u>3.319</u>	<u>1.397</u>	<u>0.798</u>	0.000	0.005	0.591		
m _n	\bar{x}	0.877	-0.138	1.045	0.166	-0.274	0.389		
γ ₁	\bar{x}	-0.864	1.052	0.044	0.145	-0.210	-0.361		
m _n	10	-0.515	-1.712	-2.276	-0.439	0.742	-0.989	0.000	2.433
γ ₂	27	0.280	<u>2.920</u>	<u>6.792</u>	0.542	<u>0.732</u>	0.376		

m _n	\bar{x}	0.877	-0.138	1.045	0.166	-0.274	0.389		
γ ₂	\bar{x}	0.372	-1.857	-1.876	-0.588	0.540	-0.209		
m _n	10	-0.471	-1.513	-1.697	-0.452	0.144	-0.174	0.138	1.184
γ _n	6	0.245	<u>2.398</u>	<u>3.890</u>	0.534	0.077	0.013		
m _n	\bar{x}	0.877	-0.138	1.045	0.166	-0.274	0.389		
γ _n	\bar{x}	0.404	-1.696	-1.165	-0.588	-0.011	0.500		
m _{n+2}	25	-0.943	0.505	-0.029	0.539	0.364	0.459	0.025	0.350
m _{n+5+6}	19	<u>0.905</u>	0.398	0.010	0.274	0.112	0.188		
m _{n+2}	\bar{x}	0.661	0.217	0.654	-0.014	-0.028	0.048		
m _{n+5+6}	\bar{x}	-0.249	0.802	0.540	0.522	0.290	0.471		
m _{n+2}	25	-1.632	0.383	0.168	0.330	-0.665	-0.425	0.000	0.784
m _γ	26	<u>2.339</u>	<u>0.328</u>	0.021	0.157	<u>0.438</u>	0.161		
m _{n+2}	\bar{x}	0.661	0.217	0.654	-0.014	-0.028	0.048		
m _γ	\bar{x}	-0.801	0.793	0.815	0.392	-0.658	-0.343		
m _{n+2}	25	-1.621	0.675	-0.425	0.114	-0.199	-0.489	0.001	0.552
γ ₁	17	<u>2.544</u>	<u>0.689</u>	0.296	0.024	0.037	0.176		
m _{n+2}	\bar{x}	0.661	0.217	0.654	-0.014	-0.028	0.048		
γ ₁	\bar{x}	-0.864	1.052	0.044	0.145	-0.210	-0.361		
m _{n+2}	25	-0.313	-2.052	-1.976	-0.240	0.474	-0.601	0.000	2.971
γ ₂	27	0.091	<u>4.246</u>	<u>5.095</u>	0.314	<u>0.356</u>	0.069		
m _{n+2}	\bar{x}	0.661	0.217	0.654	-0.014	-0.028	0.048		
γ ₂	\bar{x}	0.372	-1.857	-1.876	-0.588	0.540	-0.209		
m _{n+2}	25	-0.269	-1.853	-1.397	-0.253	-0.123	0.214	0.011	1.721
γ _n	6	-0.072	<u>3.612</u>	<u>2.635</u>	0.309	0.000	0.215		

Т а б л и ц а 44 (продолжение)

Группа пород	n	F ₁	F ₂	F ₃	F ₄	F ₅	F ₆	ПЗУЗ	nD
m_{n+2}	19	-0,661	0,217	0,654	-0,014	-0,028	0,048		
γ_n	19	0,404	-1,696	-1,165	-0,583	-0,011	0,500		
m_{n+5+6}	19	-0,639	-0,121	0,196	-0,209	-1,029	-0,884	0,010	0,434
m_{γ}	26	0,334	0,000	0,060	0,016	<u>0,991</u>	<u>0,699</u>		
m_{n+5+6}	19	-0,249	0,802	0,540	0,522	0,290	0,471		
m_{γ}	19	-0,801	0,793	0,815	0,392	-0,658	-0,343		
m_{n+5+6}	19	-0,677	0,171	-0,396	-0,425	-0,564	-0,948	0,052	0,202
γ_1	17	0,414	0,062	0,196	0,136	0,276	0,728		
m_{n+5+6}	19	-0,249	0,802	0,540	0,522	0,290	0,471		
γ_1	19	-0,864	1,052	0,044	0,145	-0,210	-0,361		
m_{n+5+6}	19	0,630	-2,557	-1,948	-0,779	0,110	-1,060	0,000	2,621
γ_2	27	<u>0,421</u>	<u>6,980</u>	<u>4,644</u>	<u>1,176</u>	0,069	<u>0,487</u>		
m_{n+5+6}	19	-0,249	0,802	0,540	0,522	0,290	0,471		
γ_2	19	0,372	-1,857	-1,876	-0,588	0,540	-0,209		
m_{n+5+6}	19	0,675	-2,358	-1,368	-0,792	-0,488	-0,245	0,004	1,371
γ_n	6	0,466	<u>6,160</u>	<u>2,314</u>	<u>1,165</u>	0,100	0,001		
m_{n+5+6}	19	-0,249	0,802	0,540	0,522	0,290	0,471		
γ_n	19	0,404	-1,696	-1,165	-0,583	-0,011	0,500		
m_{γ}	26	0,012	0,292	-0,592	-0,215	0,466	-0,064	0,356	-0,232

m_{γ_1}	17	0,004	0,066	<u>0,473</u>	0,058	0,221	0,000		
m_{γ_1}	19	-0,801	0,793	0,815	0,392	-0,658	-0,343		
γ_1	19	-0,864	1,052	0,044	0,145	-0,210	-0,361		
m_{γ_2}	26	1,319	-2,436	-2,144	-0,570	1,139	-0,176	0,000	2,186
γ_2	27	<u>1,506</u>	<u>6,936</u>	<u>5,764</u>	<u>0,917</u>	<u>1,582</u>	0,019		
m_{γ_2}	19	-0,801	0,793	0,815	0,392	-0,658	-0,343		
γ_2	19	0,372	-1,857	-1,876	-0,588	0,540	-0,209		
m_{γ_2}	26	1,364	-2,236	-1,564	-0,583	0,542	0,639	0,000	0,937
γ_2	6	<u>1,590</u>	<u>6,118</u>	<u>3,122</u>	0,907	0,461	0,748		
m_{γ_2}	19	-0,801	0,793	0,815	0,392	-0,658	-0,343		
γ_2	19	0,404	-1,696	-1,165	-0,583	-0,011	0,500		
m_{γ_2}	17	1,308	-2,728	-1,551	-0,354	0,673	-0,112	0,000	2,418
γ_2	27	<u>1,671</u>	<u>8,356</u>	<u>2,934</u>	<u>0,513</u>	<u>0,620</u>	0,024		
m_{γ_2}	19	-0,864	1,052	0,044	0,145	-0,210	-0,361		
γ_2	19	0,372	-1,857	-1,876	-0,588	0,540	-0,209		
m_{γ_2}	17	1,352	-2,528	-0,972	-0,367	0,076	0,703	0,005	1,169
γ_2	6	<u>1,760</u>	<u>7,457</u>	<u>1,164</u>	0,505	0,044	0,779		
m_{γ_2}	19	-0,564	1,052	0,044	0,145	-0,210	-0,361		
γ_2	19	0,404	-1,696	-1,165	0,583	-0,011	0,500		
m_{γ_2}	27	0,044	0,199	0,580	-0,013	-0,597	0,815	0,619	-1,250
γ_2	6	0,01	0,026	0,402	0,000	0,335	0,528		
m_{γ_2}	19	0,372	-1,857	-1,876	-0,588	0,540	-0,209		
γ_2	19	0,404	-1,696	-1,165	-0,583	-0,011	0,500		

П р и м е ч а н и е. Здесь и в табл. 45, 47, 49, 54 подчеркнуты значимые коэффициенты информативности при переменных, отличающихся в сравниваемых группах с вероятностью, большей 95%.

тора кремнекислотности. Вместе с тем в них появляется значимая отрицательная корреляция K_2O и TiO_2 с величиной этого фактора, что свидетельствует о большой роли фракционной кристаллизации биотита в дифференциации магмы. Необычно выглядит II фактор, основным мотивом которого является обратная корреляция между содержаниями CaO и Na_2O , что можно объяснить постепенным раскислением плагиоклаза при его реакции с остаточными расплавами. При этом фракционная кристаллизация сравнительно основного раннего плагиоклаза не играет существенной роли, так как свидетельствующая об этом „плагиоклазовая“ группировка элементов характеризует лишь структуру V фактора, вклад которого составляет лишь 9,7%.

В целом факторная структура γ_1 свидетельствует о независимом поведении щелочей. Если Na_2O обнаруживает отрицательную связь с CaO во II факторе, то K_2O положительно связан с этим элементом, а, кроме того, и с Fe_2O_3 в III факторе. По-видимому, повышение щелочности и химического потенциала K_2O в силу накопления этого элемента во флюиде в результате взаимодействия последнего с остаточными расплавами обуславливает повышение окислительного потенциала и усиление активности такого сильного основания, как CaO .

Фактор IV может быть назван фактором кислотного выщелачивания магм или гранитоидов. Четко выраженный антагонизм Al_2O_3 и FeO свидетельствует о том, что железо первым переходит в раствор, а значит является наиболее подвижным компонентом из числа сильных оснований, что характерно для всех гранитоидов Беломорья.

Существенные отличия состава γ_1 от состава жильного материала мигматитов, своеобразие их факторной структуры, свидетельствующее о своих собственных, присущих только этим гранитоидам путях дифференциации вещества, не дают возможности трактовать их и мигматиты как генетически связанные образования. Это согласуется с ранее высказанным предположением о генерации тоналитовых магм за счет анатексиса не беломорских супракрупстальных толщ, а первично коровых плагиогранитоидов основания.

Граниты малых интрузивных тел, следующих после $m_{n+2}(\gamma_2)$, с большей вероятностью отличаются от жильного материала мигматитов m_{n+2} . Эти отличия сводятся к значимому взаимосвязанному уменьшению в γ_2 содержания FeO , CaO , SiO_2 и увеличению K_2O (табл. 6, 7). Расчет дискриминантных функций по значениям главных компонент показывает одновременное значимое снижение суммарного содержания Al_2O_3 , CaO и Na_2O относительно K_2O , MgO и SiO_2 (II фактор). Фактор I кремнекислотности значимо не меняется.

Возвращаясь к результатам факторного анализа жильного материала мигматитов (m_{n+2}), непосредственно предшествующих γ_2 , подчеркнем еще раз, что основными механизмами дифференциации анатектических магм являются фракционная кристаллизация сравнительно основного плагиоклаза и, позже (или по крайней мере несинхронно с ним), биотита, а также калиевая фельдшпатизация квар-

ца и плагиоклаза на поздних стадиях кристаллизации расплава. Эти особенности, правда, в несколько измененном виде, сохраняются и в γ_2 (рис. 57, э). В структуре I фактора отчетливо выступает возникающая при фракционировании биотита (а возможно, и граната) отрицательная связь между K_2O , MgO , FeO и TiO_2 , с одной стороны, и Na_2O , CaO и SiO_2 — с другой, что означает накопление в остаточном расплаве последних трех элементов. Калиевый метасоматоз магм или раскристаллизованных гранитов протекает в условиях повышающейся кислотности, что отражено в III факторе. При этом происходит выщелачивание сильных оснований, прежде всего, как обычно, FeO , и обогащение пород такими кислотными компонентами, как Al_2O_3 и TiO_2 . Обращает на себя внимание тот факт, что если отдельно между SiO_2 и Al_2O_3 (II фактор), SiO_2 и K_2O (I фактор) выявляется отрицательная связь, то суммарное содержание Al_2O_3 и K_2O (III фактор) не коррелируется с кремнеземом. Это и понятно: III фактор отражает кислотное выщелачивание, в процессе которого уничтожаются связи, возникающие при фракционной кристаллизации биотита и других минералов. По-видимому, IV фактор, с величиной которого SiO_2 связан отрицательно, может означать фракционную кристаллизацию кислото плагиоклаза, сопровождающуюся обогащением остаточной жидкости кремнеземом. Фактор V отражает окислительно-восстановительную обстановку процесса дифференциации, при этом K_2O обнаруживает положительную связь с величиной данного фактора.

Все сказанное дает основание считать, что γ_2 являются продуктами дифференциации анатектических магм, возникающих при мигматизации m_{n+2} . Причем причиной отделения расплава γ_2 от мигматитового комплекса является главным образом фракционная кристаллизация относительно основного плагиоклаза и отчасти, возможно, биотита. Дальнейшая эволюция отделившегося расплава была связана с фракционной кристаллизацией биотита. Вместе с тем большую роль начали играть аллохимические превращения магм при их взаимодействии с флюидом повышенных кислотности и химического потенциала калия. Такая тенденция в изменении условий кристаллизации является причиной смены механизма дифференциации магм при переходе от m_{n+2} к γ_2 , когда фракционная кристаллизация плагиоклаза сменяется кристаллизацией биотита, а возможно, и граната. Так как слюда является ликвидусной фазой и магматическая кристаллизация не вызывает существенного обогащения калием остаточных расплавов, формирование гранитов такого состава, как γ_2 , требует сильного проявления калиевого метасоматоза магм или формирующихся из них гранитов.

Из гранитоидов III цикла эволюции беломорского комплекса наиболее детально изучены мигматит-граниты m_{γ} , слагающие более или менее крупные тела, сформированные, как предполагается, при диатексисе ранее возникших мигматитов, и жильный материал мигматитов m_{n+5+6} . От мигматитов предшествующего цикла (m_{n+2}) m_{γ} отличаются, как следует из расчета дискриминантной функции содержаний петрогенных окислов (табл. 7, ПЗУЗ=0,001), значимо

меньшим количеством SiO_2 и большими содержаниями $\text{TiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{MgO}$, а также тенденцией к одновременному возрастанию CaO и Na_2O ; K_2O меняется ничтожно мало. В факторных величинах изменения состава от m_{n+2} к m_{γ} сводятся (табл. 44) к значимому уменьшению кремнекислотности при увеличении суммы $\text{TiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{MgO}, \text{Fe}_2\text{O}_3$ (I фактор) и уменьшению содержания K_2O и FeO относительно суммы $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Na}_2\text{O}$ и CaO (II фактор). Кроме того, намечается тенденция к увеличению суммы CaO и FeO по отношению к $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Na}_2\text{O}$ и K_2O (III фактор), т.е. m_{γ} оказываются менее кислотными.

С большой вероятностью m_{γ} отличаются от связанных с ними пространственно мигматитов m_{n+5+6} (табл. 7, ПЗУЗ - 0.033). В них значимо большие содержания TiO_2, FeO и MgO , а также намечается тенденция к синхронному понижению количества SiO_2 и повышению содержаний $\text{CaO}, \text{Al}_2\text{O}_3$ и Na_2O . Устанавливается лишь тенденция, но в совокупности значимая (табл. 44, ПЗУЗ - 0.010), к уменьшению SiO_2 относительно $\text{TiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO}$ и MgO (I фактор) и $\text{K}_2\text{O}, \text{Al}_2\text{O}_3$ и Na_2O относительно CaO и FeO (III фактор).

Жильный материал мигматитов рассматриваемого цикла отличается от лейкосомы m_{n+2} по петрогенным окислам (ПЗУЗ - 0.065) значимо более низким SiO_2 и высокими содержаниями Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Выявляется также тенденция к возрастанию в m_{n+5+6} одновременно количество $\text{TiO}_2, \text{FeO}, \text{MgO}, \text{CaO}$ и Na_2O . При расчете дискриминантной функции по величинам главных компонент (ПЗУЗ - 0.025) выявлено, что в m_{n+5+6} одновременно снижается кремнекислотность по отношению к $\text{TiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO}$ и MgO (I фактор), повышается сумма $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Na}_2\text{O}$ и CaO по отношению к K_2O и SiO_2 (II фактор), понижаются кислотность и щелочнометальность (III фактор).

Указанные тенденции в изменении состава m_{n+5+6} по сравнению с жильным материалом мигматитов предшествующего цикла связаны с тем, что данные гранитоиды, приурочиваясь к резко секущим ослабленным зонам проплавления (возникавшим при снижении общего давления), содержат в себе значительное количество не перешедших в жидкое состояние остатков субстрага. Они-то и обуславливают высокую общую мафичность. Кроме того, сказывается то обстоятельство, что в данном случае в отличие от мигматизации предшествующего цикла происходит не селективное выплавление гранитов, а начинается полное плавление толщи в среднем тоналитового состава. О механизме протекания данного процесса можно судить по структурам связей между содержаниями породообразующих окислов. С I фактором кремнекислотности значимую отрицательную связь наряду с $\text{FeO}, \text{MgO}, \text{Fe}_2\text{O}_3$ обнаруживают и $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O}$ и TiO_2 . А это значит, что в вещественной дифференциации мигматитов значительную роль играл биотит. Поэтому представляет интерес то, что K_2O вместе с TiO_2 и SiO_2 значимо отрицательно связан с величиной II фактора, определяемой суммарным содержанием Al_2O_3 и Na_2O . Следовательно, возник-

кающие при анатексисе плагиоклаз-кварцевые расплавы были пересыщены веществом биотита (и кварца), который либо обогащал твердый остаток, либо образовывал (как правило, вместе с кварцем, но не плагиоклазом) обособление (шлиры или меланократовые оторочки вокруг жил). Фракционирование биотита (и других минералов) при простой кристаллизационной дифференциации вряд ли может считаться фактором дифференциации состава, так как гранитоиды кристаллизуются в месте зарождения расплава, как правило, не мигрировавшего на большие расстояния. В отличие от всех других гранитоидов в лейкоosome m_{n+5+6} (рис. 57, д) фактор III является чисто кальциевым, а это значит, что процессы фракционного плавления кислого плагиоклаза или обогащения реститов относительно основным плагиоклазом не играли никакой роли в вещественной дифференциации мигматитов. Просто количество CaO в породе зависит от количества в данном участке твердых фаз, не перешедших в жидкое состояние при плавлении. Этим же случайным обстоятельством обуславливаются, по крайней мере частично, вариации содержания TiO_2 , слабо положительно связанного с величиной III фактора.

В факторной структуре m_{γ} многие характерные связи унаследованы от гнейсов чупинской свиты (ср. рис. 57, е, и), хотя в процессе образования гранитоидов меняются величины коэффициентов корреляции. Так, содержание Na_2O в гранитах сильно связано с величиной I фактора, так как обогащение биотитом рестита при плавлении определяет обогащение натрием расплава тем более, чем более кислой оказывается сформированная при этом порода. В то же время в гранитоидах появляется значимая положительная связь Al_2O_3 с величиной I фактора и отрицательная связь K_2O с величиной II фактора. Последнее говорит о том, что одним из механизмов формирования рассматриваемых гранитоидов является K-Si метасоматоз чупинской свиты. Можно предполагать, что III фактор в гнейсах обусловлен обогащением реститов биотитом по причинам, изложенным выше. Тогда можно говорить о том, что плавление сопровождалось снижением основности плагиоклаза в субстрате (Na_2O связан с величиной III фактора положительно, а CaO — отрицательно) в связи с проявлением натриевого метасоматоза. В гранитах этот фактор является, по-видимому, реликтовым. Таким образом, анализ факторной структуры m_{γ} и особенностей их состава в сравнении с другими гранитоидами показывает, что они сформировались в процессе диатексиса окружающих толщ беломорского комплекса; в процессе прогрессирующего плавления становились все более мафичными, менее щелочнометалльными и глиноземистыми, а также то, что диатексису предшествует в той или иной мере проявленная гранитизация субстрата.

Жильный материал мигматитов ладожского комплекса

При интерпретации результатов факторного анализа гранитоидов жильного материала необходимо учитывать рассмотренные выше особенности морфологии, соотношения со складчатыми структурами

и петрологии мигматитов разных генераций, которые позволяют судить о механизме их формирования. Ранний жильный материал ($\gamma_0, \gamma_1, \gamma_2$) возникал в результате последовательной кристаллизации гранитоидных расплавов, выплавлявшихся при меняющихся по зональности температурах. Эта кристаллизация происходила синхронно с деформациями первого этапа (D_1, D_2, D_3), в процессе которых рассеянная в толще магма испытывала локальные перемещения, концентрируясь вдоль поверхностей напластования и вдоль осевых поверхностей складок I и II генераций (γ_0 и γ_1), а затем — вдоль ОП складок III генерации (γ_2).

Граниты γ_3 являлись результатом новой вспышки селективного плавления вследствие изменения состояния флюида и (или) снижения общего давления. При этом, судя по закономерной связи жил с определенными горизонтами ладожской серии, расплавы этой стадии не перемещались за пределы данных горизонтов. Иными словами, гранитоиды жильного материала мигматитов III генерации ближе всего по своему характеру к образованиям *in situ*. Дальнейшее развитие этих процессов плавления приводило к формированию диатектических магматических очагов, существование которых определило формирование комплекса тоналитов-гранодиоритов.

Гранитоиды жильного материала мигматитов 1У и У генераций близки по механизму своего формирования к ранним мигматитам. Селективное плавление происходило в результате подъема и декомпрессии высокометаморфизованных пород (гранулитовая фация) центральной зоны метаморфического пояса и сопровождающего воздымание дополнительного прогрева более низкотемпературных периферических зон, а также в результате относительного увеличения фугтивности воды во флюиде. Температура селективного плавления и последующей кристаллизации примерно одинакова во всех зонах. Последовательная консолидация этих расплавов, синхронная с деформациями второго этапа (D_4 и D_5), приводит к формированию жил 1У и У генераций.

В общей выборке, объединяющей жильный материал мигматитов всех генераций (рис. 58, а), в качестве первого фактора, как и в большинстве других гранитоидов, выступает фактор кремнекислотности. Обращает на себя внимание отсутствие зависимости K_2O от величины этого фактора. Во II факторе находит отражение фракционное плавление или кристаллизация плагиоклаза, что определяет сильную положительную связь „плагиоклазовой“ группы элементов (CaO, Al_2O_3 и Na_2O) с величиной этого фактора. По-видимому, фракционирование плагиоклаза и темноцветных минералов проявляется последовательно. Поэтому и возникают отрицательные связи между „плагиоклазовой“ и мафической группами окислов (II фактор). Третий фактор является одновременно фактором калиевого метасоматоза (фельдшпатизации) и фракционной кристаллизации биотита. О последнем свидетельствует положительная связь между K_2O и TiO_2 . Существование отрицательной связи K_2O и TiO_2 с величиной II фактора может свидетельствовать о фракционировании био-

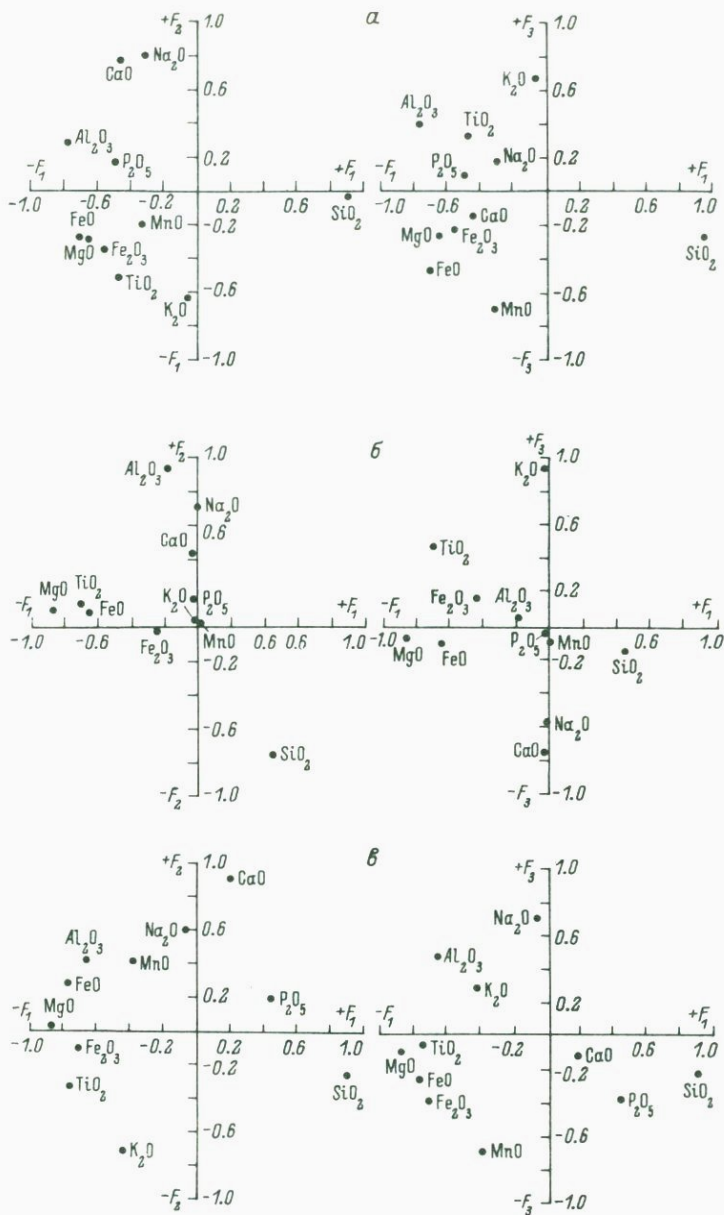


Рис. 58. Диаграммы факторных нагрузок для жильного материала мигматитов Северного Приладожья.

а - для выборки в целом (вклад: $F_1 = 33.04$, $F_2 = 21.13$, $F_3 = 15.06$, $F_4 = 9.41$, $F_5 = 6.93$, $n = 108$); б - то же после энтропийного вращения (вклад: $F_1 = 18.11$, $F_2 = 20.10$, $F_3 = 18.55$, $F_4 = 13.59$, $F_5 = 16.12$, $n = 108$); в - для γ_{1+2} (вклад: $F_1 = 38.30$, $F_2 = 21.35$, $F_3 = 15.24$, $F_4 = 7.09$, $n = 33$);

Т а б л и ц а 45

Коэффициенты уравнений дискриминантных функций (1-я строка), их информативность (2-я строка) и средние величины главных факторов состава (3-я и 4-я строки) жильного материала мигматитов разных генераций

Группа пород	n	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5	ПЗУЗ	nD
γ_{1+2}	33	0,322	0,207	0,228	-0,223	0,767	0,200	0,052
γ_3	21	0,111	0,001	0,042	0,026	0,433		
$\bar{\gamma}_{1+2}$		-0,038	-0,307	-0,283	-0,180	-0,252		
$\bar{\gamma}_3$		-0,390	-0,273	-0,056	-0,318	0,321		
γ_{1+2}	33	0,117	0,969	0,126	0,710	0,259	0,006	0,018
γ_4	40	0,073	<u>0,586</u>	0,027	<u>0,286</u>	0,001		
$\bar{\gamma}_{1+2}$		-0,038	-0,307	-0,283	-0,180	-0,252		
$\bar{\gamma}_4$		0,248	0,376	-0,102	0,276	-0,219		
γ_{1+2}	33	-0,434	1,305	1,276	0,582	1,694	0,000	1,341
γ_6	10	0,019	<u>0,480</u>	1,934	0,324	<u>2,071</u>		
$\bar{\gamma}_{1+2}$		-0,038	-0,307	-0,283	-0,180	-0,252		
$\bar{\gamma}_6$		-0,184	0,311	1,255	0,306	1,001		
γ_3	21	0,438	0,762	-0,102	0,933	-0,607	0,002	-0,034
γ_4	40	<u>0,364</u>	0,529	0,002	<u>0,485</u>	0,385		
$\bar{\gamma}_3$		-0,390	-0,273	-0,056	-0,318	0,321		
$\bar{\gamma}_4$		0,248	0,376	-0,102	0,276	-0,219		
γ_4	40	-0,551	0,336	1,150	-0,128	1,534	0,001	1,323
γ_6	10	0,167	0,005	1,505	0,001	1,964		
$\bar{\gamma}_4$		0,248	0,376	-0,102	0,276	-0,219		
$\bar{\gamma}_6$		-0,184	0,311	1,255	0,306	1,001		

тата в процессе кристаллизации расплава с обогащением остаточной жидкости плагиоклазом.

После энтропийного вращения перечисленные связи выступают в еще более явной форме (рис. 58, 6). В частности, проявляется не только (и даже не столько) фракционное плавление (кристаллизация) темноцветных минералов, но и плагиоклаза, компоненты которого во II факторе обнаруживают значимую отрицательную корреляцию с SiO_2 . Последнее является свойством магматических систем, в чем можно убедиться, сравнивая факторные структуры жильного материала мигматитов и гнейсов I зоны, наименее измененных при ультраметаморфизме (см. ниже). В третьем факторе после такого преобразования остается лишь отрицательная связь K_2O с CaO и Na_2O , отражающая селективное замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом при метасоматозе на позднемагматической или постмагматической стадиях процесса.

По величине отдельных факторов γ_{1+2} , γ_3 и γ_4 сходны друг с другом. Можно лишь констатировать, что γ_4 значимо отличается от γ_{1+2} обогащением Na_2O , Al_2O_3 и CaO относительно SiO_2 (II фактор), а от γ_3 - пониженным содержанием MgO и FeO относительно SiO_2 (I фактор). Вместе с тем методом дискриминантного анализа (табл. 45) удастся показать, что γ_4 со значительной вероятностью отличается от γ_{1+2} и γ_3 одновременно более

низкой суммой MgO и FeO относительно SiO_2 (I фактор), большей по отношению к SiO_2 плагиоклазовостью (II фактор), меньшей калиевоcтью по отношению к мафичности (III фактор) и меньшей магнезиальностью (IV фактор).

Как и следовало ожидать, γ_6 отличается от γ_{1+2} и γ_4 большей относительной калиевоcтью (III фактор), большим суммарным содержанием FeO и MgO и меньшей плагиоклазовостью относительно SiO_2 (II фактор). Для уточнения некоторых закономерностей вещественной дифференциации при мигматитообразовании рассмотрим результаты применения метода главных компонент к изучению отдельных генераций жильного материала мигматитов.

Как видно на диаграмме (рис. 58, в), K_2O и TiO_2 (вместе с FeO и MgO) в γ_{1+2} обнаруживают отрицательную связь не только с I, но и со II фактором фракционной кристаллизации по сравнению с основным плагиоклазом. А это значит, что фракционирование биотита и плагиоклаза идет последовательно.

Антагонизм K_2O и плагиоклазовой группы элементов во втором факторе усиливается селективным метасоматическим замещением плагиоклаза калиевым полевым шпатом, и это сопряжено с интенсивным выносом CaO из системы, коэффициент корреляции которого с величиной II фактора больше, чем у любого другого окисла (0.95). Совместная кристаллизация щелочных полевых шпатов и мусковита при постмигматитовом метасоматозе обуславливает появление ассоциации окислов, сопряженно меняющих свое содержание и составляющих самостоятельный III фактор.

Метасоматическое развитие полевого шпата и мусковита в жильном материале мигматитов ранних генераций наблюдается петрографически. Более сложно распознаются соотношения биотита и плагиоклаза, которые, как только что отмечалось, обуславливают вариации величины II фактора. Возможно, еще на стадии существования расплава последний обогащается нормативным плагиоклазом в результате повышения кислотности среды минералообразования и активности натрия. Выщелоченные же сильные основания (FeO , MgO , K_2O) осаждались в зальбандах гранитных жил в виде биотита, становящегося надэвтектическим при повышении кислотности.

Структура корреляционных связей в жильном материале мигматитов III генерации своеобразна, что, вероятно, связано с их возникновением *in situ*. Поэтому фракционное плавление (или кристаллизация) темноцветных минералов и плагиоклаза не могло играть существенной роли в вариациях состава этих гранитоидов. Антагонизм мафических компонентов и SiO_2 проявлен неочетливо, а плагиоклазовая группа окислов (CaO , Na_2O и Al_2O_3) обнаруживает лишь слабую связь с величиной III фактора. Вместе с тем значимая положительная корреляция CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 с SiO_2 и их антагонизм по отношению к K_2O , Al_2O_3 и TiO_2 , что отражено в структуре I фактора, определяются наследованием гранитоидами особенностей состава субстрата. Дело в том, что верхние части ритмов флишевых толщ обогащены относительно нижних K_2O , Al_2O_3 и TiO_2 , а нижние — SiO_2 и одновременно CaO и Na_2O ,

связанными с кремнеземом положительной связью (I и II факторы). В силу же локализации диагенетических известковистых конкреций в нижних частях ритмов CaO , Fe_2O_3 , MgO , MnO и FeO вместе с SiO_2 обнаруживают положительную связь с величиной I фактора (рис. 58, г).

Отличия факторной структуры χ_4 от χ_{1+2} не очень значительны, хотя жильный материал мигматитов 1У генерации и обладает некоторой спецификой (рис. 58, д). „Плаггиоклазовая“ группа окислов (Al_2O_3 , CaO и Na_2O) обнаруживает значимую отрицательную связь одновременно с величинами I и II факторов, а это значит, что существуют механизмы дифференциации вещества в процессе последовательной кристаллизации темноцветных минералов, плаггиоклаза и кварца. Это, возможно, механизм фракционной кристаллизации (или плавления) указанных фаз. Но вероятна и другая трактовка наблюдаемых факторных структур. По крайней мере можно говорить о разных причинах, приводящих к зафиксированным взаимосвязанным вариациям содержаний петрогенных окислов. В χ_4 часто наблюдается взаимозамещение граната и кислого плаггиоклаза. При этом увеличение количества CaO , Al_2O_3 и Na_2O должно обуславливать уменьшение содержания в породе MgO , а особенно FeO и MnO , что в действительности и отражено во II факторе. В нем же проявляется антагонизм „плаггиоклазовых“ компонентов и K_2O , что может быть связано не только с фракционной кристаллизацией биотита (об этом свидетельствует положительная связь между K_2O и TiO_2), но и с метасоматическим селективным замещением плаггиоклаза калиевым полевым шпатом. В более чистом виде калиевый метасоматоз проявляется в структуре III фактора. Иными словами, факторные структуры, возникшие в процессе фракционной кристаллизации темноцветных минералов и плаггиоклаза в магматическую стадию, позже могли изменяться при метасоматозе. Ранее при вычислении парных коэффициентов корреляции было обнаружено, что от χ_{1+2} к χ_4 возрастает как показатель силы связей, так и процент значимых коэффициентов корреляции (табл. 27). В то же время последовательность рядов коэффициентов корреляции, как и в группах χ_{1+2} и χ_3 , существенно отличается от магматических стандартов. Такое усиление старых связей и появление новых, возможно, обусловлено увеличением роли метасоматоза (в том числе и метасоматоза магм) к χ_4 .

Обращает на себя внимание тот факт, что с повышением кислотности гранитов, индикатором которой может быть содержание Al_2O_3 , снижается железистость (более сильный антагонизм алюминия по отношению к FeO , чем к MgO , в структурах II и III факторов). Это свидетельствует о большей подвижности FeO по отношению к MgO , что характерно вообще для любых процессов замещения в комплексах анадалузит-силлиманитового типа (Глебовицкий, Бушмин, 1979). В этой связи становится понятным факт относительного увеличения магнезиальности граната в жильном материале 1У генерации, в которых этот минерал кристаллизуется в участках отложения сильных оснований как перемещенных инертных компонентов.

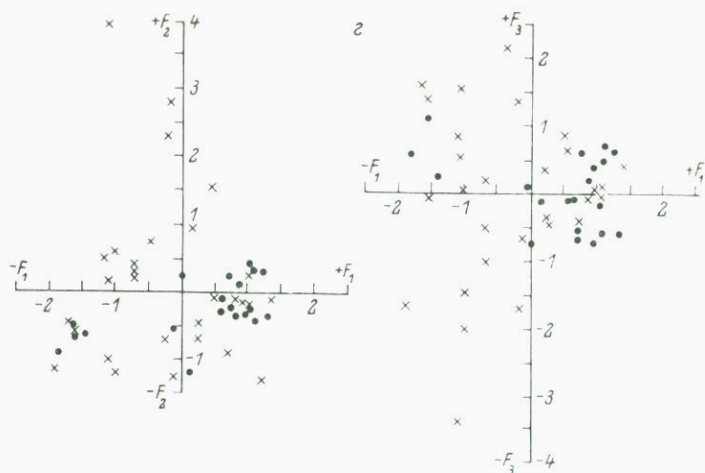


Рис. 59 (продолжение).

г — главные компоненты для gn_2 (точки) и gn_1 (крестики).

Следует подчеркнуть, что γ_4 , представленный наиболее многочисленной выборкой, вносит самый существенный вклад в факторную структуру жильного материала всех мигматитов вместе взятых. Факторная структура γ_4 и всех мигматитов несколько отличается от факторной структуры γ_{1+2} . В частности, для последних такой фактор, как взаимозамещение граната и плагиоклаза, не играет существенной роли в их вещественной дифференциации.

Интересная картина вещественной дифференциации жильного материала мигматитов У1 генерации выясняется при анализе структуры корреляционных связей (рис. 58, е). Обращает на себя внимание большое значение фракционной кристаллизации плагиоклаза с кварцем, с одной стороны, и биотита — с другой (I фактор). Большую роль в формировании рассматриваемых гранитов играет изменение окислительного потенциала, причем по мере окисления железа увеличивается магнезиальность гранитов (II фактор). Этот процесс параллелен калиевой фельдшпатизации (III фактор), приводящей не только к сопряженному возрастанию магния в породе, но и к уменьшению кремнекислотности (табл. 44). Таким образом, если в течение I и II этапов геологического развития закономерно возрастает кислотность мигматитов, достигающая максимума при формировании γ_4 , то к III этапу повышается их щелочность.

Обратимся к результатам факторного анализа процесса формирования жильного материала мигматитов всех генераций, предварительно рассмотрев некоторые особенности состава гнейсов субстрата. Как видно на диаграмме (рис. 59, а), структура корреляционных связей в гнейсах принципиально отличается от той, которая наблюдается в жильном материале мигматитов. В гнейсах запе-

чательны некоторые признаки осадочной дифференциации. Так, с величиной I фактора кремнекислотности положительно связаны Na_2O и CaO (табл. 46), носителем которых является кластогенный плагиоклаз, концентрирующийся в нижних частях ритмов флиша ладожской серии. Эти связи заметно усиливаются в гнейсах, являющихся субстратом для g_{1+2} в зонах сравнительно слабого метаморфизма (gn_1 , рис. 59, б) и минимальных изменений их состава. В этой связи обращает на себя внимание резко выраженный антагонизм SiO_2 и Al_2O_3 (а вместе с ним и мафической группы элементов), которые соответственно распределяются между нижними и верхними частями ритмов. Положительная связь CaO с величиной I фактора, проявленная в gn_1 , и отчетливый его антагонизм по отношению к Al_2O_3 могут быть объяснены формированием известковистых конкреций, приурочивающихся, как правило, к нижним частям ритмов, которые как раз и отличаются повышенной кремнекислотностью.

Сравниваемые группы гнейсов субстрата мало отличаются друг от друга величиной I фактора, хотя часто составы gn_2 заметно смещаются в сторону пониженной кремнекислотности (рис. 59, г). Кроме того, gn_2 по сравнению с gn_1 характеризуются большими дисперсиями величин II фактора, часто отклоняясь в сторону повышенных содержаний CaO и MgO и, по-видимому, P_2O_5 , но не Na_2O , так как величиной III фактора они не отличаются от gn_1 .

Имеются существенные различия между gn_1 и gn_2 по факторной структуре. В gn_2 заметно ослабевает положительная связь CaO с величиной I фактора (с кремнекислотностью), что можно связать с частичным выплавлением плагиоклаза из субстрата во время мигматизации. В том, что в эволюции состава гнейсов существенную роль играет селективное выплавление плагиоклаза, можно убедиться на основании появления сильных положительных связей Al_2O_3 , CaO и Na_2O с величиной II фактора, который по ассоциации элементов сходен со II фактором гранитоидов жильного материала, где также наблюдается четко выраженный антагонизм K_2O , с одной стороны, и Al_2O_3 , CaO и Na_2O — с другой (рис. 59, в). В gn_2 более сильно проявлена отрицательная корреляция K_2O и Al_2O_3 , что можно объяснить инконгруэнтным плавлением слюд и обогащением твердого остатка глиноземистыми фазами. Определенное сходство между gn_2 и гранитоидами жильного материала наблюдается и в III факторе.

Итак, сущность изменений гнейсов в процессе ранней мигматизации заключается в их обогащении мафическими компонентами и в некоторой степени алюминием. Иными словами, в составе gn_2 отражены тенденции к реститообразованию.

Для более полного понимания закономерностей изменения состава гнейсов в процессе ультраметаморфизма рассмотрим результаты дискриминантного анализа значений факторов пород этой группы из различных температурных зон (рис. 60, а, б; табл. 46, 47). По мере роста температуры уменьшается кремнекислотность и увеличивается мафичность субстрата (I фактор) с сопряженным и неза-

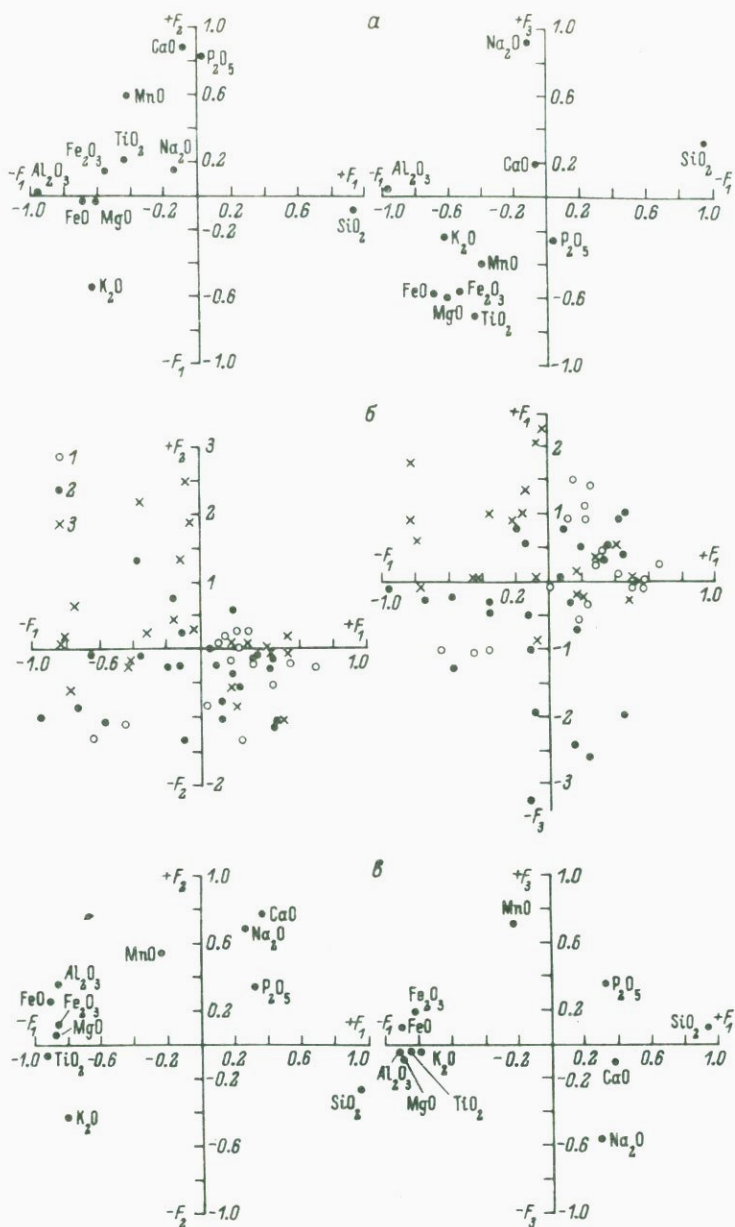


Рис. 60. Диаграммы факторных нагрузок и главных компонент для гнейсов и серий „субстрат- жильный материал“ мигматитов Северо-го Приладожья.

а - для выборки гнейсов в целом после энтропийного вращения (вклад: $F_1 = 34.03$, $F_2 = 15.98$, $F_3 = 25.34$, $n = 65$); б - главные компоненты для гнейсов из зон I (светлые точки), IIa (темные точки), IIб (крестики); в - для $gn_1 \rightarrow g_{1+2}$ (вклад: $F_1 = 52.90$, $F_2 = 17.64$, $F_3 = 9.33$, $n = 17$);

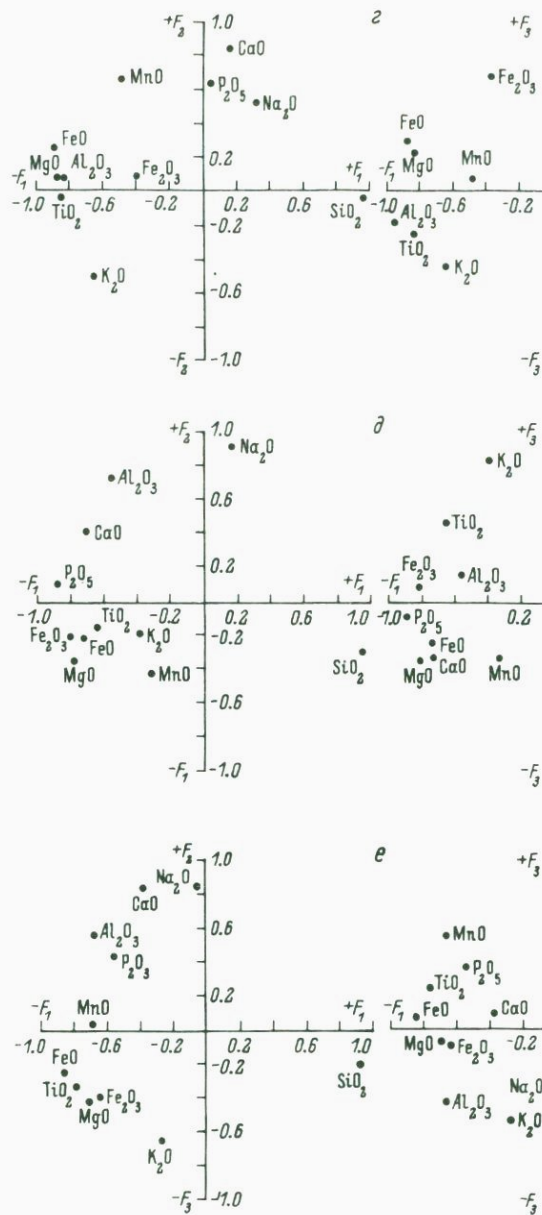


Рис. 60 (продолжение).

г - для $gn \rightarrow \gamma_3$ (вклад: $F_1 = 45.08$, $F_2 = 19.17$); д - для $\gamma\delta \rightarrow \gamma_4$ (вклад: $F_1 = 44.45$, $n = 12$); е - для $gn \rightarrow \gamma_4$ (вклад: $F_1 = 39.82$, -11.12 , $n = 20$).

Т а б л и ц а 46

Структура главных факторов состава гнейсов ладожской серии (после энтропийного вращения)

Переменные	Главные факторы			Общ-ность
	F_1	F_2	F_3	
SiO_2	0.94	-0.08	0.32	0.99
TiO_2	-0.46	0.21	-0.71	0.77
Al_2O_3	-0.97	0.02	0.05	0.95
Fe_2O_3	-0.56	0.15	-0.56	0.65
FeO	-0.70	-0.01	-0.58	0.83
MnO	-0.41	0.59	-0.41	0.69
MgO	-0.62	-0.02	-0.60	0.74
CaO	-0.08	0.89	0.19	0.84
Na_2O	-0.15	0.15	0.91	0.87
K_2O	-0.65	-0.54	-0.25	0.78
P_2O_5	0.02	0.82	-0.27	0.74
Вклад	34.93	19.98	25.34	80.26

висимым возрастанием CaO по отношению к K_2O (II фактор). Содержание Na_2O по отношению к K_2O , MgO , FeO , Fe_2O_3 , MnO и TiO_2 (III фактор) сначала (от зоны I к зоне IIa) уменьшается, а затем (к зоне IIб) заметно возрастает, что подчеркивает тенденцию к увеличению активности Na_2O при аллохимическом превращении гнейсов в глубоких частях метаморфической зональности. Иными словами, тенденции к базификации субстрата отчетливо выявляются и при сравнительном изучении состава пород в различных зонах.

Теперь рассмотрим закономерности эволюции вещества при мигматитообразовании на основе изучения величин отношений содержаний петрогенных окислов в паре „меланосома-лейкосома“ (рис. 60 в-е). Во всех возрастных группах мигматитов прослеживается устойчивая закономерность: чем большей кремнекислотностью обладает возникающий жильный материал, тем меньшая относительная калиевость ему свойственна, что подтверждает предположение о стабилизации слюд при анатектической мигматизации в условиях повышенной кислотности среды минералообразования и согласуется с фактом пониженной щелочнометалльности жильного материала мигматитов ладожского комплекса. При этом в сериях $gn_1 \rightarrow \gamma_{1+2}$, $gn_1 \rightarrow \gamma_3$, $gn_2 \rightarrow \gamma_4$ (рис. 60, в, г, е) во втором факторе отчетливо выступает противоположность в поведении K_2O , с одной стороны, и CaO и Na_2O - с другой, что свидетельствует о расширении поля плавления - кристаллизации плагиоклаза за счет поля калиевого полевого шпата. От ранних мигматитов к поздним изменяется поведение CaO . Если в ранних мигматитах возрастание относительной кремнекислотности жильного материала ведет к возраста-

Таблица 47

Коэффициенты уравнений дискриминантных функций (1-я строка), их информативность (2-я строка) и средние величины главных факторов состава (3-я и 4-я строки) гнейсов ладожской серии

Группа пород		F_1	F_2	F_3	ПЗУЗ	nD
<i>gn</i> I	18	0,711	-0,210	0,698	0,027	0,121
<i>gn</i> IIa	26	<u>0,499</u>	0,035	<u>0,463</u>		
<i>gn</i> I	\bar{x}	0,541	0,340	0,235		
<i>gn</i> IIa	\bar{x}	-0,162	-0,156	-0,427		
<i>gn</i> I	18	0,834	-0,873	-0,093	0,011	0,025
<i>gn</i> IIб	21	<u>0,663</u>	<u>0,713</u>	0,009		
<i>gn</i> I	\bar{x}	0,541	-0,340	0,235		
<i>gn</i> IIб	\bar{x}	-0,266	0,485	0,327		
<i>gn</i> IIa	26	-0,122	0,665	0,790	0,016	0,096
<i>gn</i> IIб	21	0,012	0,430	0,600		
<i>gn</i> IIa	\bar{x}	-0,162	-0,156	-0,427		
<i>gn</i> IIб	\bar{x}	-0,266	0,485	0,327		

нию относительной его кальциевости, то при образовании поздних мигматитов наблюдается обратная картина, что особенно отчетливо выявляется в серии $\gamma^{\delta} \rightarrow \gamma_4$ (рис. 60, д). Антагонизм в поведении K_2O по отношению к SiO_2 ослабевает в серии $gn_2 \rightarrow \gamma_4$. Относительная калиевость жильного материала становится мало зависимой от кремнекислотности, но вместо этого отчетливо проявляется плагиоклазовый фактор дифференциации вещества. Выше отмечалось, что особенности состава γ_4 свидетельствуют о сильном проявлении метасоматического замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом. По-видимому, калиевый метасоматоз действительно проявляется, а значит, он захватывает не только жильный материал, но и субстрат. Сильное его проявление, приводящее не только к замещению плагиоклаза, но и цветных минералов, выявляется в III факторе по серии $\gamma^{\delta} \rightarrow \gamma_4$ (рис. 60, д).

Петрохимические различия крайних звеньев рассмотренной цепи процессов мигматитообразования ($gn \rightarrow \gamma_{1+2}$ и $gn_2 \rightarrow \gamma_4$) подтверждаются методом дискриминантных функций (табл. 30).

Таким образом, факторный анализ особенностей петрохимии гранитоидов жильного материала мигматитов и гнейсов субстрата в целом подтверждает ранее сделанный вывод о значительной роли процессов селективного плавления и показывает последующую фракционную кристаллизацию магм. Однако эти же данные свидетельствуют о том, что система была открытой по отношению по крайней мере к щелочам. Роль метасоматоза возрастает от ранних генераций к поздним. Он сводился не только к калиевой фельдшпатизации, но и к замещению граната плагиоклазом и взаимозамещению полевых шпатов и биотита, а также к кислотному выщелачиванию. Мож-

но считать, что все эти процессы проявляются и на магматической стадии кристаллизации, а значит, они затрагивают как горные породы, так и расплавы. В частности, происходит кислотное выщелачивание магм не только во время четвертого этапа мигматизации, о чем говорилось выше, но и во время более ранних этапов.

Метасоматозу подвергаются, естественно, и гранитоиды, и гнейсы субстрата. Результатом явилось формирование значительных масс гранитоидов в зонах высокотемпературного метаморфизма, в частности в районе о-ва Путсари и г. Лахденпохья. Эти гранитоиды по структурным признакам коррелируются с γ_4 и γ_5 .

Интрузивные гранитоиды ладожского комплекса

Эндербиты ($\gamma_0^{лгр}$). Можно предполагать, что эндербиты являются дифференциатами ювенильных андезито-базальтовых магм. Индикаторами их глубинности могут явиться глиноземистость и натриево-ность, нормированные по SiO_2 . Вариации Al_2O_3 , вероятно, обусловлены поступлением дифференцирующихся магм с разных глубин. Само же появление эндербитов как магматических дифференциатов, по-видимому, объясняется фракционной кристаллизацией темноцветных минералов, что приводит к формированию ранних габбровых и габбро-норитовых фаз. В то же время эндербиты являются ранне-складчатými образованиями, испытывавшими изменения в процессе ультраметаморфизма второго этапа геологического развития. Это необходимо учитывать при интерпретации результатов факторного анализа состава данной группы гранитоидов.

В целом для интрузивных пород Северного Приладожья была исследована структура корреляционных связей между содержанием петрогенных окислов, которая отражена в табл. 48 и на диаграмме (рис. 61, а), построенной после преобразования координат путем энтропийного вращения. Результатом этой операции является то, что факторы приобретают ясный смысл, который сводится к следующему. I фактор отражает кислотно-основную дифференциацию магмы. Обращает на себя внимание тот факт, что K_2O и Fe_2O_3 не связаны с его величиной. Na_2O и Al_2O_3 имеют лишь слабую (на пределе значимости) соответственно положительную и отрицательную связь с I фактором. Фактор II отражает суммарное совместное изменение Al_2O_3 и Na_2O . Выявляется лишь слабая (на пределе значимости) отрицательная корреляция его с содержанием SiO_2 , причем ослабевает она в результате того, что Na_2O , будучи положительно связанным с SiO_2 , одновременно входит в структуру II фактора. Таким образом, II фактор отражает глубинность магматических очагов, изменение которой в процессе эволюции интрузивных комплексов и приводит к вариациям его величины. Структура III фактора калиевости отражает то обстоятельство, что содержание K_2O в породах оказывается практически не связанным с другими элементами. Можно лишь заметить слабо выраженный антагонизм CaO и MgO по отношению к нему. Такая „самостоятельность“ в поведении рассматриваемого элемента может отра-

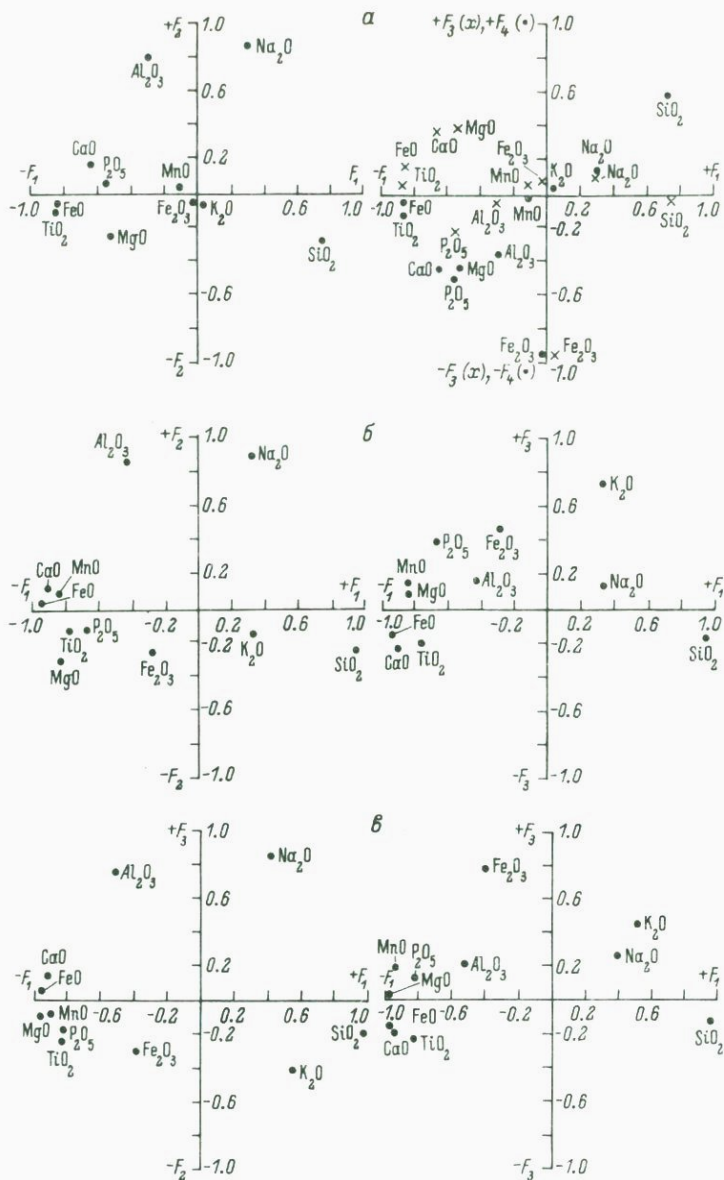


Рис. 61. Диаграммы факторных нагрузок для интрузивных гранитов Северного Приладожья.

а - для выборки в целом после энтропийного вращения (вклад: $F_1 = 28.97$, $F_2 = 14.83$, $F_3 = 12.18$, $F_4 = 18.48$, $F_5 = 10.64$, $n = 130$);
 б - для эндербитов в целом ($\gamma \delta_{\text{ГР}^+}$) (вклад: $F_1 = 50.28$, $F_2 = 16.66$, $F_3 = 10.41$, $F_4 = 8.16$, $n = 34$);
 в - то же из малых интрузивных тел района Путсари ($\gamma \delta_{\text{ГР}}$) (вклад: $F_1 = 62.74$, $F_2 = 15.88$, $F_3 = 9.82$, $n = 10$).

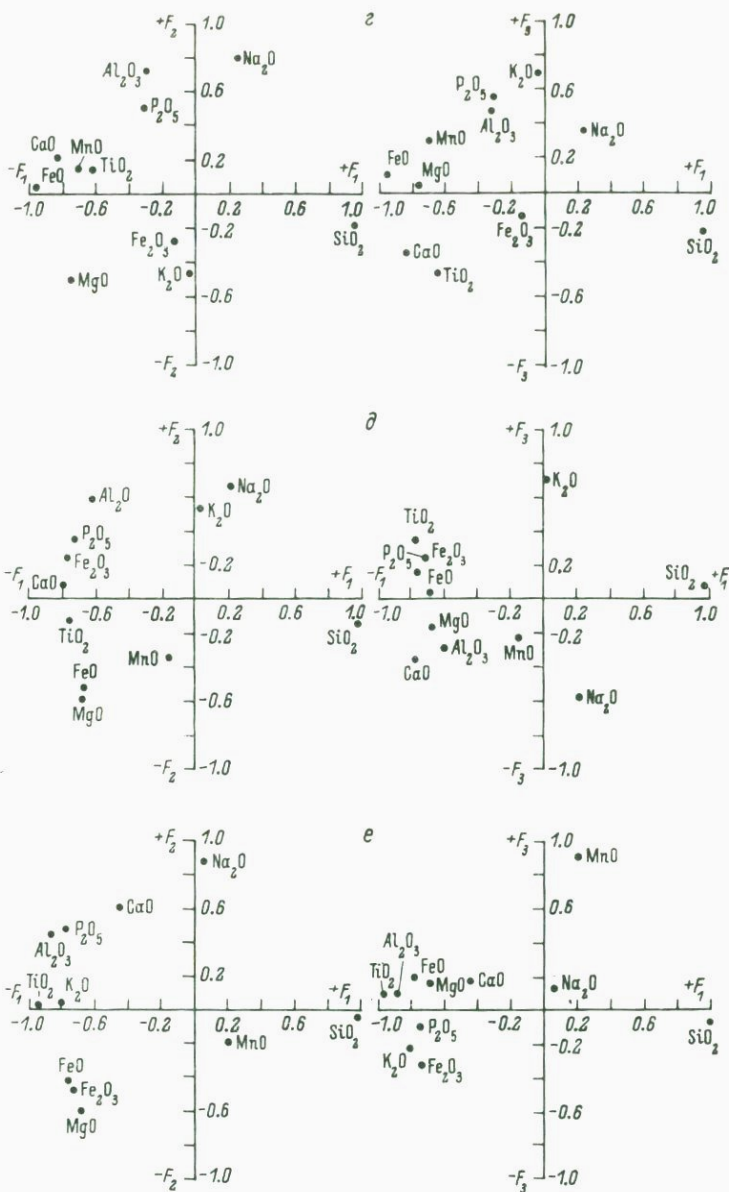


Рис. 6.1 (продолжение).

г - то же из Куркиевского массива ($\gamma_K^{ГР}$) (вклад: $F_1 = 88.21$, $F_2 = 20.08$, $F_3 = 15.54$, $F_4 = 9.49$, $n = 24$); д - для тоналитов и гранодиоритов в целом (γ^{δ}) (вклад: $F_1 = 41.96$, $F_2 = 18.27$, $F_3 = 12.37$, $F_4 = 9.25$, $n = 56$), е - то же из района Риекалансари-Путсари из зоны IIa ($\gamma^{\delta} IIa$) (вклад: $F_1 = 52.80$, $F_2 = 21.49$, $F_3 = 10.03$, $n = 15$);

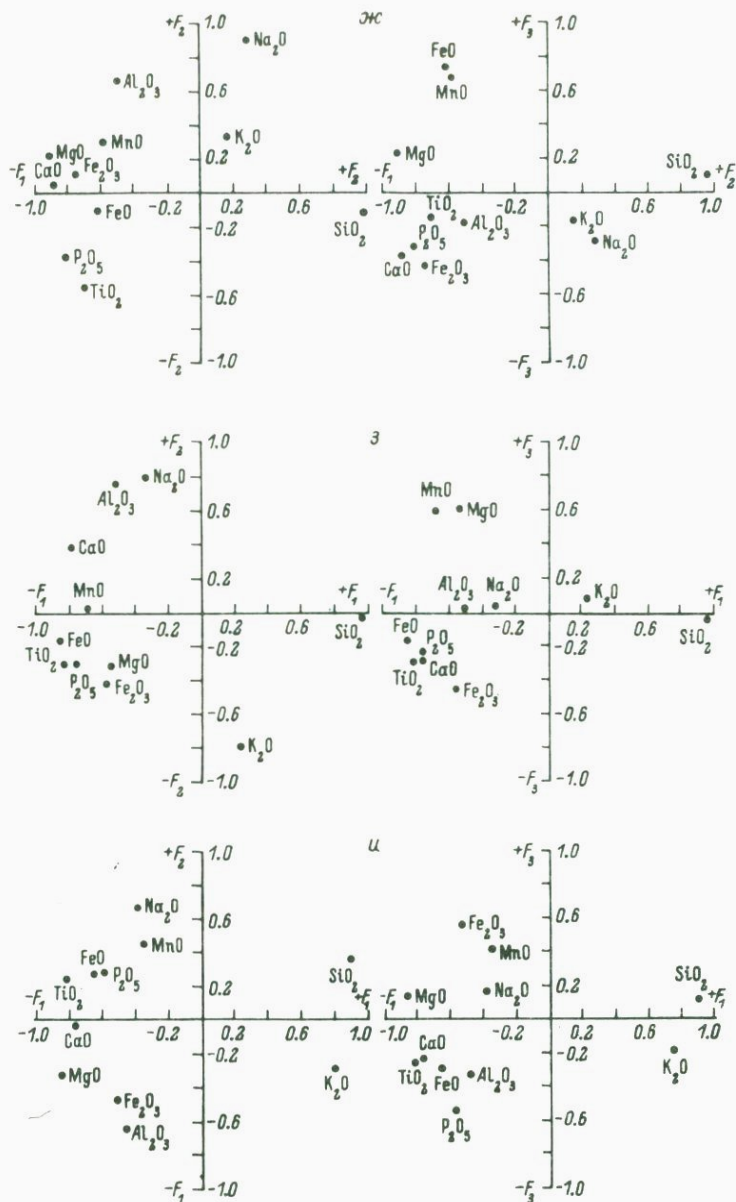


Рис. 61 (продолжение).

ж — то же из зоны 116 ($\gamma\delta$ 116) (вклад: $F_1=48.26$, $F_2=18.52$, $F_3=14.81$, $n=14$); з — то же из Лауватсарского массива ($\gamma\delta_{\text{Л}}$) (вклад: $F_1=45.73$, $F_2=22.87$, $F_3=10.79$, $F_4=6.51$, $n=21$); и — для γ_7 (вклад: $F_1=45.79$, $F_2=16.90$, $F_3=10.93$, $F_4=7.86$, $n=40$).

Т а б л и ц а 48

Матрица факторных нагрузок по составу интрузивных пород (после энтропийного вращения)

Пере- менные	Главные факторы					Общ- ность
	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5	
SiO_2	0.74	-0.28	-0.05	0.55	-0.19	0.97
TiO_2	-0.86	-0.10	0.04	-0.12	0.09	0.77
Al_2O_3	-0.29	0.80	-0.06	-0.37	0.06	0.87
Fe_2O_3	-0.01	-0.04	0.08	-0.94	0.02	0.89
FeO	-0.85	-0.07	0.25	-0.05	0.29	0.88
MnO	-0.10	0.04	0.07	-0.03	0.97	0.96
MgO	-0.52	-0.25	0.38	-0.43	0.30	0.77
CaO	-0.64	0.17	0.35	-0.46	0.05	0.78
Na_2O	0.31	0.88	0.10	0.12	-0.04	0.89
K_2O	0.04	-0.05	-0.96	0.01	-0.05	0.92
P_2O_5	-0.54	0.06	-0.25	-0.52	-0.07	0.63
Вклад	28.97	14.68	12.18	18.48	10.64	84.90

жать открытость системы по отношению к нему, проявление калиевого метасоматоза, в процессе которого наблюдается тенденция к селективному замещению биотитом темноцветных минералов, и прежде всего пироксена. Фактор IV может быть интерпретирован как фактор окисления Fe . Положительная связь Fe_2O_3 с CaO , MgO и Al_2O_3 и отрицательная с SiO_2 просто говорит о том, что эти процессы окисления интенсивнее протекают в более основных дифференциатах.

Расчет дискриминантных функций величин факторов показывает, что эндрбиты отличаются от всех других интрузивных гранитоидов одновременно пониженной кремнекислотностью (I фактор), высокой суммой Al_2O_3 и Na_2O по отношению к SiO_2 (II фактор), пониженной калиевостью (табл. 49). Эти особенности состава подтверждают ранее сделанный вывод о глубинности магм, родоначальных для эндрбитов, и свидетельствуют о том, что калиевый метасоматоз не изменил существенно состава пород данной группы.

Факторная структура комплекса эндрбитов оказалась близкой к таковой интрузивных гранитоидов в целом (рис. 61, а, б). Примечательно то, что CaO связан отрицательно лишь с I фактором кремнекислотности. В качестве II фактора выступает суммарное содержание Al_2O_3 и Na_2O , значимо не связанное с содержанием других элементов, в частности с CaO . Последнее означает, что фракционная кристаллизация плагиоклаза не является фактором магматической дифференциации, а вариации состава эндрбитов обусловлены прежде всего меняющейся глубиной источников магм, питающих конкретные интрузивные тела. K_2O , будучи значимо не связанным с I фактором, образует самостоятельный III фактор, в структуре которого выявляется лишь слабая положительная связь

Таблица 49

Коэффициенты уравнений дискриминантных функций главных компонент (1-я строка), их информативность (2-я строка) и средние значения главных факторов (3-я и 4-я строки) для интрузивных пород

Группа пород	n	F ₁	F ₂	F ₃	F ₄	F ₅	ПЗУЗ	nD
γ_7	40	-1,696	0,910	2,504	-0,719	0,047	0,000	-3,000
γ_8	56	<u>1,341</u>	<u>0,780</u>	<u>5,214</u>	<u>0,283</u>	0,041		
$\bar{\gamma}$		1,025	-0,946	-1,771	0,498	-0,063		
γ_7		-0,270	-0,009	0,378	-0,005	0,111		
γ_7	40	-2,266	1,850	3,478	-0,892	-0,509	0,000	-1,452
γ_8 ^{ГР}	34	<u>2,048</u>	<u>3,419</u>	<u>10,393</u>	<u>0,351</u>	0,036		
$\bar{\gamma}$		1,025	-0,946	-1,771	0,498	-0,063		
$\bar{\gamma}$		-0,573	1,017	1,264	-0,062	-0,226		
γ_8 ^{ГР}	56	-0,570	-0,941	0,969	-1,173	-0,555	0,000	1,548
γ_8 ^{ГР}	34	0,074	<u>0,933</u>	0,884	0,004	0,154		
$\bar{\gamma}$		-0,270	-0,009	0,378	-0,005	0,111		
$\bar{\gamma}$		-0,573	1,017	1,264	-0,062	-0,226		
γ_8 ^{ГР}	34	-0,967	-0,123	-0,344	-3,373	0,807	0,000	5,500
β ^{ГР}	6	0,196	0,137	0,022	<u>9,215</u>	<u>1,057</u>		
$\bar{\beta}$		-0,573	1,017	-1,264	-0,062	-0,226		
$\bar{\beta}$		-1,066	0,624	1,125	-2,930	0,659		
γ_8 ^{ГР}	10	0,439	-0,786	-0,970	-0,192	0,213	0,076	-0,085
γ_8 ^{ГР}	24	0,191	0,533	<u>0,913</u>	0,021	0,045		
$\bar{\gamma}$		-0,961	1,469	-0,654	0,094	-0,169		
$\bar{\gamma}$		-0,470	0,699	-1,612	-0,046	0,042		
γ_8 IIa	15	-0,042	0,987	0,123	-1,430	-0,713	0,006	0,806
γ_8 IIб	14	0,004	<u>1,130</u>	0,015	<u>1,989</u>	0,443		
$\bar{\gamma}$		-0,378	-0,148	0,078	0,401	0,379		
$\bar{\gamma}$		-0,310	0,972	0,202	-0,962	-0,281		
γ_8 IIa	15	-0,077	-0,521	-1,298	-0,508	0,184	0,010	0,964
γ_8 _λ	21	0,010	0,240	<u>1,618</u>	0,198	0,038		
$\bar{\gamma}$		-0,378	-0,148	0,078	0,401	0,379		
$\bar{\gamma}$		-0,493	-0,664	-1,197	-0,029	0,571		
γ_8 IIб	14	-0,035	-1,508	-1,420	0,925	0,896	0,000	0,159
γ_8 _λ	21	0,026	<u>2,411</u>	<u>-1,947</u>	<u>0,931</u>	0,738		
$\bar{\gamma}$		-0,310	0,972	0,202	-0,962	0,281		
$\bar{\gamma}$		-0,493	-0,664	-1,197	-0,029	0,571		

с Fe_2O_3 . Все это свидетельствует о том, что III фактор отражает проявление калиевого метасоматоза и что сопряженно с ним происходит окисление железа.

Как показал расчет дискриминантных функций величин факторов, эндрбиты малых интрузивных тел района Путсары (γ_8 ^{ГР}) отличаются с высокой вероятностью от эндрбитов Куркиекского массива (γ_8 ^{ГР}) одновременно меньшей кремнекислотностью (I фактор), большим содержанием суммы Al_2O_3 и Na_2O (II фактор) и большей калиестью. Такие согласованные изменения составов в тоналит-диоритовом интервале естественны для известково-щелочных

серий, в которых максимум глиноземистости приходится на средние (андезитовые) ее части. Если же сравнить группу эндербитов в целом с комагматическими габброидами, то вместе с пониженной кремнекислотностью последних выявляются их относительно низкая глиноземистость и натриевость, что лишний раз подчеркивает наличие максимума глиноземистости в андезитовой части серии.

Отличаются $\gamma\delta_{\text{п}}^{\text{ГР}}$ и $\gamma\delta_{\text{к}}^{\text{ГР}}$ и по некоторым особенностям структуры корреляционных связей (рис. 61, б, в, г). В эндербитах Куркиекского массива более четко, чем в малых интрузивных телах проявлен антагонизм K_2O , с одной стороны, и суммы Al_2O_3 и Na_2O — с другой, что может быть связано с некоторой тенденцией к селективному замещению плагиоклаза калиевым полевым шпатом (возможно, с этим связано образование антипертитов). В малых интрузивных телах более сильной оказывается положительная связь K_2O с величиной II фактора, что можно объяснить наличием тенденции к селективному замещению темноцветных минералов (биотитом) при калиевом метасоматозе. Вместе с тем в Куркиекском массиве более интенсивно метасоматическое развитие обоих щелочных полевых шпатов, о чем свидетельствует положительная связь K_2O и Na_2O , выявляющаяся в структуре III фактора. Следует также обратить внимание на то, что в малых интрузивных телах Al_2O_3 обнаруживает сильную отрицательную связь с величиной I фактора, тогда как Na_2O (вместе с K_2O) образует с ним сильную положительную связь, что можно связать с определенной ролью фракционной кристаллизации основного плагиоклаза совместно с темноцветными минералами с одновременным обогащением остаточных кислых расплавов щелочами.

Таким образом, результаты факторного анализа эндербитов не противоречат представлению о существенно магматической природе этих образований и о ювенильности их родоначальных магм. В процессе эволюции комплекса глубинность питающих очагов менялась. Максимальной она оказывается у малых интрузивных тел, отличающихся повышенной глиноземистостью, в связи с чем в них проявляется фракционная кристаллизация сравнительно основного плагиоклаза. На заключительной стадии эволюции система эндербитов становится открытой по отношению к щелочам, но интенсивность поздних метасоматических изменений в исследованных массивах невелика, что и позволило выявить особенности их первичного состава.

Тоналиты и гранодиориты ($\gamma\delta$). Рассматриваемый комплекс гранитоидов обладает геологическими признаками магматического происхождения. Среди них встречаются большие и малые интрузивные тела. В то же время некоторые из них обнаруживают такие взаимоотношения с ранними мигматитами, которые можно трактовать как свидетельство их происхождения за счет диатексиса последних. В целом это параавтохтонные образования. Сравнительно раннее их появление до наиболее существенной в смысле объема возникающего жильного материала и масштабов проявления гранитизации заставляет предполагать значительные изменения этих пород в результате наложенных процессов второго этапа геологического развития.

Все это необходимо учитывать при интерпретации результатов факторного анализа.

По результатам факторного анализа они существенно отличаются по составу от интрузивных пород двух других комплексов, причем значимость этих различий подтверждается расчетом уравнений дискриминантных функций (табл. 49). Они занимают промежуточное положение между $\gamma\delta^{ГР}$ и γ_7 , располагаясь значительно ближе к первому, чем к последним. Обращает на себя внимание меньшее содержание в них суммы Al_2O_3 и Na_2O (II фактор) по отношению к SiO_2 и большее K_2O по отношению к $CaO+MgO$ (III фактор) в сравнении с $\gamma\delta^{ГР}$, из чего следует вывод о меньших глубинах генерации магм, родоначальных для рассматриваемой группы пород, и более серьезных их изменениях при наложенной гранитизации II этапа геологического развития.

В общей выборке для всей рассматриваемой группы пород устанавливается ряд интересных особенностей структуры корреляционных связей (рис. 61, д), которые позволяют понять некоторые характерные черты петрологии и петрохимии этих образований и причины их вещественной дифференциации. Щелочи не обнаруживают связи с величиной I фактора кремнекислотности, кальций тесно связан с мафической группой элементов, а в III факторе калиевого метасоматоза он вместе с Al_2O_3 и Na_2O („плаггиоклазовая“ группа) занимает антагонистическую позицию по отношению к K_2O . Это может означать, что плаггиоклаз, а также амфибол и биотит (обратим внимание на положительную связь K_2O и TiO_2 в структуре III фактора), с одной стороны, и калиевый полевой шпат – с другой, находятся в реакционных соотношениях и что процессы фракционной кристаллизации сравнительно основного плаггиоклаза не играют существенной роли в процессе магматической дифференциации данного комплекса пород. Структура корреляционных связей в I и II факторах лучше всего объясняется сначала последовательной фракционной кристаллизацией темноцветных минералов (прежде всего клинопироксена и амфибола – I фактор), а затем – совместной кристаллизацией плаггиоклаза и калиевого полевого шпата (II фактор). Можно предполагать, что антагонизм K_2O , Na_2O и Al_2O_3 , с одной стороны, и MgO , FeO и MnO – с другой, усиливается при взаимозамещении плаггиоклаза и граната из-за изменения кислотности-щелочности среды минералообразования в процессе наложенной мигматизации второго этапа геологического развития на гранодиориты.

Таким образом, факторная структура всей совокупности пород рассматриваемого комплекса является результатом совместного влияния магматической дифференциации вещества и наложенных метасоматических преобразований (фельдшпатизации, биотитизации и т.д.).

Кристаллизация тоналитовых и гранодиоритовых магм вблизи мест их зарождения обуславливает зависимость состава пород от положения в метаморфической зональности. Из табл. 48 видно, что $\gamma\delta_n^{II\alpha}$ и $\gamma\delta_n^{II\beta}$ с большой вероятностью отличаются друг от друга. Эти отличия сводятся к некоторому увеличению в $\gamma\delta_n^{II\beta}$ кремнекислотности по отношению к общей мафичности (I фактор), значимому

возрастанию суммарного содержания Al_2O_3 и Na_2O (II фактор) (главным образом Al_2O_3 , судя по дискриминантным функциям содержаний отдельных окислов), слабому увеличению CaO и MgO по отношению к K_2O (III фактор), значимому уменьшению SiO_2 по отношению к CaO , MgO и Al_2O_3 (IV фактор). Эти изменения сходны с преобразованиями гнейсов при возрастании степени метаморфизма.

Тоналиты Лауватсарского массива (γ/δ_n) отличаются от гранодиоритов малых интрузивных тел обеих рассматриваемых зон метаморфизма. Причем по величинам отдельных факторов эти отличия оказываются более существенными при сравнении их с гранодиоритами высокотемпературной зоны (γ/δ_n^{116}). Это и понятно. Массив Лауватсари расположен в зоне амфиболитовой фации. Характер же различий в обоих случаях одинаков. Тоналиты оказались более мафичными (I фактор), менее натриевыми и глиноземистыми (II фактор), менее калиевыми по отношению к CaO и MgO (III фактор).

Сравниваемые группы пород рассматриваемого комплекса несколько различаются и по структуре корреляционных связей (рис. 61, е-з). В тоналитах Лауватсари и гранодиоритах зоны амфиболитовой фации во II факторе четко проявляется фракционная кристаллизация относительно основного плагиоклаза, но в первых устанавливается сильная отрицательная связь K_2O с „плагиоклазовой“ группой, что объясняется наблюдающейся часто калиевой фельдшпатизацией, селективно развивающейся по плагиоклазу, и сильная отрицательная связь CaO с I фактором кремнекислотности, что объясняется большой ролью фракционной кристаллизации роговой обманки на ранних стадиях становления массива. В то же время в гранодиоритах низкотемпературной зоны связь CaO с величиной I фактора ослабевает, благодаря чему II фактор плагиоклазового фракционирования выступает в более определенном и чистом виде, а K_2O вместе с TiO_2 оказывается сильно отрицательно связанным с величиной I фактора кремнекислотности, но не II фактора. А это значит, что ранним мафическим фракционатором в них становится вместо амфибола биотит. Усиление отрицательной связи FeO и MnO с величиной второго фактора может быть обусловлено развитием в них граната или его замещением кислым плагиоклазом в процессе аллохимических превращений гранодиоритов во время мигматизации II этапа геологического развития.

В гранодиоритах зоны гранулитовой фации CaO снова оказывается сильно отрицательно связанным с величиной I фактора кремнекислотности. В этой зоне много пород с кальциевым амфиболом, фракционная кристаллизация которого на ранней стадии магматического процесса является одной из причин вещественной дифференциации. В данной группе пород устанавливается III фактор кристаллизации граната, с величиной которого положительно связаны содержания железа и магния.

Таким образом, результаты факторного анализа состава пород комплекса тоналитов и гранодиоритов находятся в хорошем соответствии с представлениями о первично магматической природе этих

образований, которые после своей кристаллизации испытали значительные аллохимические превращения в связи с процессами магмитообразования и гранитизации второго этапа геологического развития. Бывающая зависимость состава пород от степени метаморфизма подтверждает вывод о том, что рассматриваемый комплекс пород имел параавтохтонный характер в том смысле, что уровни зарождения магм и становления массивов примерно совпадают. В зоне гранулитовой фации гранодиориты становятся более натриевыми, глиноземистыми, менее кремнекислотными (по отношению к CaO , MgO и Al_2O_3) одновременно, что отражает общую тенденцию к возрастанию относительной активности натрия в глубинных зонах в связи с взаимодействием флюидного потока с магмой и к повышению температуры генерации расплавов. Можно говорить также и о некотором повышении щелочности гранитоидов на основании того, что ранними магматическими фракционатами становятся не биотиты, а кальциевые амфиболы, ассоциирующиеся с щелочными полевыми шпатами, а в целом $\gamma\delta^{11\text{B}}$ по сравнению с $\gamma\delta^{11\text{A}}$ обогащены сильными основаниями.

Na-K граниты ($\gamma\gamma$). Рассматриваемые породы принадлежат комплексу натриево-калиевых гранитов, широко распространенных на территории свекофеннид. Их интрузивная природа и аллохтонный характер не вызывают сомнения. В то же время с их становлением связаны широкие аллохимические преобразования гнейсов и более ранних гранитоидов в экзоконтактовых ореолах. Можно предполагать, что такие же изменения, заключающиеся прежде всего в калиевой фельдшпатизации, проявляются на позднемагматической и постмагматической стадиях внутри гранитных массивов. Эти обстоятельства нужно иметь в виду при интерпретации результатов факторного анализа гранитов.

Методом расчета дискриминантных функций величин главных факторов было показано, что от комплекса гранодиоритов и тоналитов они отличаются с очень большой вероятностью одновременно большей кремнекислотностью относительно общей мафичности (I фактор), меньшими относительными содержаниями суммы Na_2O и Al_2O_3 (II фактор), большим содержанием K_2O относительно $\text{MgO} + \text{CaO}$ (III фактор) и меньшим их суммарным количеством относительно SiO_2 (IV фактор). Различия средних величин всех четырех факторов значимы, о чем свидетельствуют высокие значения коэффициентов информативности (табл. 49). Качественно такими же, но количественно более существенными являются отличия составов рассматриваемых гранитов от эндиоритов.

На диаграмме (рис. 61, и) отражены главнейшие особенности структуры корреляционных связей содержаний отдельных петрогенных окислов в рассматриваемых породах. Прежде всего обращает на себя внимание сильная положительная связь K_2O с величиной III фактора кремнекислотности при отрицательной связи с ней главных мафических компонентов и несколько более слабой, но тоже отрицательной связи Na_2O и Al_2O_3 . Такие особенности взаимосвязанных вариаций состава обусловлены фракционной кристаллизацией

темноцветных минералов и кислого плагиоклаза на ранних стадиях и совместной кристаллизацией остаточной эвтектики „щелочные полевые шпаты+кварц“ на поздних стадиях. Вместе с тем K_2O оказывается положительно связанным с Al_2O_3 и MgO и отрицательно с Na_2O , MnO , TiO_2 и FeO . Это согласуется с кислотным выщелачиванием остаточных расплавов или раскристаллизованных гранитоидов на позднемагматической или постмагматической стадии, когда в расплаве и во флюиде существенно повышается активность K_2O . Процессы замещения затрагивают прежде всего кислые плагиоклазы, но не кварц, благодаря чему и возникает упомянутый только что антагонизм щелочей в структуре II фактора. Если это так, то в процессе выщелачивания MgO оказывается более инертным, чем CaO и FeO , что вообще свойственно малоглубинным комплексам. По-видимому, в этих процессах происходит восстановление железа из-за снижения окислительного потенциала, о чем свидетельствует антагонизм Al_2O_3 и Fe_2O_3 в структуре III фактора. Реальным выражением кислотного процесса в условиях повышенной активности калия является калиевая фельдшпатизация, сопряженная с увеличением кремнекислотности (окварцеванием), которые проявляются не только во вмещающих породах, но и внутри массивов.

Выводы

Выявляющиеся при факторном анализе гранитоидов ассоциации взаимосвязанных элементов позволяют не только формально сравнить составы пород различных возрастных групп, и тем самым проследить эволюцию их химизма, но и понять некоторые генетические особенности ультраметаморфогенных гранитоидов, а в частности механизмы вещественной их дифференциации и физико-химические условия, в которых протекали эти процессы. Причем использованный метод дает возможность не столько выявить ряд равновесных состояний системы, через которые она проходит, сколько проследить их эволюцию в процессах, идущих вдали от равновесия.

1. Можно выделить по крайней мере два принципиально различных типа мигматитов. Первый отвечает тому случаю, когда возникающий при селективном плавлении толщ гранитный расплав, распределяясь более или менее равномерно среди гнейсов, эволюционирует в процессе продолжающейся складчатости и локального перемещения по пути последовательной кристаллизации, что и определяет возможность магматической дифференциации расплава в процессе фракционной кристаллизации субликвидусных фаз и взаимодействия магмы с флюидным потоком, меняющим свои геохимические черты. К этому типу относятся полосчатые мигматиты I, II и III этапов эволюции ладожского комплекса (γ_{1+2} , γ_{4+5} и γ_6) и мигматиты I и II циклов эволюции беломорского мегакомплекса (m_n и m_{n+2}). Второй тип отвечает тому случаю, когда частичное плавление происходит благодаря резкому изменению динамической обстановки

при переходе от пластических деформаций к жестким, сопровождаемым декомпрессией и резким изменением флюидного режима процесса (возрастанием фугитивности воды). По существу это начало диатексиса (полного плавления метаморфических пород) и зарождения микроочагов магм. Характерны кристаллизация расплавов на месте их зарождения и практически полное отсутствие миграции магмы ввиду крайне незначительного ее объема и высокой вязкости. Это исключает действие механизма фракционной кристаллизации. К такому типу относятся мигматиты конца I этапа эволюции ладожского комплекса (γ_3) и мигматиты III (свекофеннского) цикла развития беломорского мегакомплекса (m_{n+5+6}).

2. В мигматитах I типа в структурах факторов так или иначе отражены процессы фракционной кристаллизации биотита и плагиоклаза. При этом кристаллизация биотита часто является главной причиной кислотно-основной дифференциации анатектического расплава. Но вместе с тем „биотитовая“ ассоциация TiO_2 и K_2O иногда обнаруживает отрицательную связь с величиной II фактора плагиоклазового фракционирования, что свидетельствует не о синхронной, а о последовательной кристаллизации биотита и сравнительно основного плагиоклаза. Роль последнего в дифференциации анатектических расплавов отчетливо выступает во всех мигматитах рассматриваемого типа. В некоторых случаях, как например в m_{n+2} , этот фактор становится основным, если не единственным, фактором магматической дифференциации.

3. Сущность механизма фракционной кристаллизации биотита заключается в следующем. Ранее (см. гл. II) уже отмечалось, что жильный материал мигматитов рассматриваемого типа, являясь плагиогранитным, обладает высокой кремнекислотностью и пониженной щелочнометальностью. Больше того, есть основания считать, что в процессе их эволюции происходит повышение кислотности расплавов при взаимодействии магм с флюидами. Как показали экспериментальные исследования систем $Or+Ab+Qu$ и $Or+Bt+Qu$ (Винклер, 1979; Эпельбаум и др., 1982; Кузнецов, Эпельбаум, 1982), увеличение кислотности расширяет поля и объемы кристаллизации Bt , Qu и Ab и смещает эвтектические точки к вершине Or . А это значит, что возникающие при определенных физико-химических условиях расплавы, близкие к эвтектическим, становятся надэвтектическими, а плагиоклаз, кварц и в первую очередь биотит становятся избыточными фазами. Вещество же последнего, являющегося концентратом сильных оснований, выщелачивается из расплава и осаждается либо в виде рассеянного в породе биотита, либо в зальбандах жил, либо в гнейсах субстрата, формируя биотитовые оторочки и базифицируя респит. Поэтому как в стадию продолжающегося плавления, так и во время последовательной кристаллизации анатектических магм повышение кислотности ведет к стабилизации слюды в твердых фазах и к формированию все более кремнекислотных и малощелочных расплавов. Лишь на поздних стадиях кристаллизации эвтектических расплавов появляется калиевый полевой шпат, который, как показывают петрографические наблюдения, действительно является самым

поздним минералом и может рассматриваться как продукт реакции между раскристаллизованной породой и остаточной жидкостью.

Поведение граната при мигматитообразовании II этапа эволюции ладожского комплекса (γ_4) и II цикла развития беломорского мегакомплекса (m_{n+2}) сходно с биотитом в том отношении, что повышение кислотности магм вызывает выщелачивание из них сильных оснований и кристаллизацию либо в рассеянном виде в самих жилах, либо на их границе с субстратом, либо в субстрате в виде порфиробласт и скоплений кристаллов. Такая фракционная кристаллизация граната является одной из основных причин кислотно-основной дифференциации анатектических расплавов γ_4 в Северном Приладожье и m_{n+2} в Беломорье. Факторным анализом устанавливается, что фракционирование граната и биотита, с одной стороны, и плагиоклаза — с другой, происходит несинхронно, так как соответствующие ассоциации элементов обнаруживают антагонистические взаимоотношения в структуре II фактора. Петрографически наблюдается, что гранат, замещая биотит, сам замещается плагиоклазом и кварцем. А это значит, что с повышением кислотности магмы остаточные продукты ее дифференциации обогащаются последними двумя минералами. Наличие в гранате жил включений раскристаллизованных расплавов свидетельствует о том, что повышение кислотности имеет место на магматической стадии процесса.

Факторным анализом установлено, что повышение кислотности расплавов вызывает выщелачивание сильных оснований в последовательности $CaO-FeO-MgO$. Такое соотношение подвижности компонентов характерно как для ладожского, так и для беломорского комплексов.

3. Повышение кислотности флюида, взаимодействующего с магмой, является одним из главных механизмов кислотно-основной дифференциации анатектических магм. По мере изменения данного фактора состояния системы происходит закономерное изменение химических потенциалов щелочей, которые, как это было показано в предыдущих главах, ведут себя как вполне подвижные компоненты. По мере хода процесса гранитообразования в каждом цикле относительная активность K_2O во флюиде возрастает, что отчасти объясняется взаимодействием его с остаточными расплавами, близкими к эвтектическим, а следовательно, обогащенными нормативным ортоклазом, отчасти же — дополнительным поступлением калия во флюидный поток и в магму из глубоких очагов. Этим объясняется увеличение относительной калиевоности гранитоидов по мере возрастания их кислотности ко второму этапу эволюции ладожского комплекса (γ_{4+5}), когда, судя по результатам факторного анализа, возрастает роль метасоматоза магм и сформированных к тому времени мигматитов и образуются значительные объемы гранито-гнейсов.

Сходные тенденции к калиевому метасоматозу наблюдаются в конце II цикла развития беломорского мегакомплекса. Во время формирования мигматитов m_{n+2} ведущим механизмом дифференциации анатектических магм была фракционная кристаллизация сравнительно основного плагиоклаза. Заметное возрастание кислотности при-

водило к смене механизма дифференциации, основой которого становилась фракционная кристаллизация биотита. Остаточные жидкости по той же причине обогащались нормативным ортоклазом, а во флюиде повышалась относительная активность K_2O , который, судя по наблюдаемым структурам связей, положительно коррелируется с фактором кислотного выщелачивания в γ_2 , являющимися продуктами дифференциации анатектических магм подобно γ_5 в Северном Приладожье.

4. Мигматиты II типа обладают рядом специфических черт состава, нашедших отражение в результатах факторного анализа. Для беломорского комплекса это m_{n+s+g} . Их жильный материал оказался существенно более основным по сравнению с жильным материалом мигматитов I типа, что подтверждает их диатектическую природу. Ассоциации элементов в них оказываются во многом сходными с ассоциациями элементов гнейсов субстрата, что также согласуется со сделанным только что выводом. Граниты γ_3 в ладожском комплексе чаще всего возникают внутри определенных слоев и наследуют их состав, а также характерные связи между содержаниями петрогенных окислов, чем они принципиально отличаются от мигматитов I типа.

5. Ранее было показано (Седова, Глебовицкий, 1981), что для малоглубинных комплексов типа ладожского характерно развитие анатексиса на ранних стадиях ультраметаморфизма без заметной метасоматической подготовки, тогда как на поздних стадиях существенно возрастает роль магматического замещения и метасоматоза магм и гранитоидов. Все это в какой-то мере подтверждается результатами факторного анализа, но не только состава жильного материала мигматитов, но и гнейсов субстрата. Из такого анализа определенно вытекает, что в первый этап эволюции ладожского комплекса по мере развития мигматизации происходит базификация субстрата в процессе выщелачивания из расплава и обогащения рести-та сильными основаниями. Во время II этапа, после формирования очагов диатектических магм, увеличение роли метасоматоза фиксируется не только по факторным нагрузкам гранитоидов, но и по некоторым особенностям химизма гнейсов субстрата, а в частности по появлению в них характерных и для гранитоидов связей между содержаниями K_2O и величинами фактора кислотного выщелачивания.

В отличие от ладожского комплекса диатектиты III цикла эволюции беломорского мегакомплекса возникают за счет гнейсов, испытавших не только интенсивную мигматизацию предшествующего цикла, но и гранитизацию, с чем свидетельствуют некоторые особенности факторной структуры гнейсов, унаследованные диатектитами m_{n+s+g} .

6. Среди исследованных интрузивных гранитоидов выделяется четыре генетических типа. Первый из них представлен эндербитами ладожского комплекса (γ_8^{rp}), коагматами раннескладчатых габброидов (β), являющимися вместе с ними продуктами дифференциации мантийных андезитов-базальтовых магм с повышенным содержанием Na_2O и Al_2O_3 , всегда положительно связанными друг с дру-

гом. Собственно в эндебитах Al_2O_3 оказывается отрицательно связанным с фактором кремнекислотности, так что максимум глиноземистости приходится на состав кварцевого андезита. Поэтому только в малых интрузивных телах эндебитов ($\gamma\delta_{II}^{гп}$), отличающихся от Куркиевского массива повышенной основностью, хорошо выражен II фактор фракционирования сравнительно основного плагиоклаза, объемы кристаллизации которого увеличиваются в связи со снижением давления при подъеме магм. В целом же ведущим механизмом магматической дифференциации является фракционная кристаллизация темноцветных минералов (пироксенов и биотита). На постмагматической стадии в связи с наложением мигматизации и гранитизации проявляются аллохимические преобразования эндебитов, но они неинтенсивны, так как отражены лишь в III факторе, вклад которого незначителен.

Второй тип представлен тоналитами ранних стадий II цикла эволюции беломорского комплекса (γ_1), возникающими, как предполагается, при диатексисе пород плагиогранитоидного основания Беломорского мегаблока. Судя по результатам факторного анализа, они никак не взаимосвязаны генетически с мигматизацией предшествующего и последующего периодов геологического развития. Это и позволяет считать, что генерация родоначальных магм происходит существенно ниже уровня проявления наблюдаемого ультраметаморфизма. Устанавливаемые эффекты фракционной кристаллизации биотита могут отражать некоторые тенденции к повышению кислотности магмы в процессе ее эволюции. Основным же процессом, ведущим к консолидации интрузивов, является равновесная кристаллизация котектической смеси плагиоклаза меняющейся основности и кварца (об этом свидетельствует структура II фактора) в раме, находящейся в условиях, близких к условиям кристаллизации магмы.

Третий тип интрузивных гранитоидов представлен комплексом тоналитов и гранодиоритов Северного Приладожья, являющихся производными диатектических магм, кристаллизация которых происходит вблизи очагов генерации расплавов, о чем свидетельствует зависимость состава пород от положения массивов в метаморфической зональности. Подобные локальные причины обуславливают и различные механизмы их вещественной дифференциации. В том случае, если расплавы возникают при диатексисе толщ повышенной кальциевости, большую роль в вещественной дифференциации приобретает фракционная кристаллизация моноклинного пироксена, амфиболов и сравнительно основного плагиоклаза. Если же диатексису подвергаются толщи пониженной кальциевости и повышенной глиноземистости, ведущую роль приобретает фракционирование биотита и частично сравнительно основного плагиоклаза. Проявление диатексиса до интенсивной гранитизации определяет появление в комплексе тоналитов-гранодиоритов ассоциаций взаимосвязанных элементов, подобных гем, которые фиксируются в γ_4 и свидетельствуют о метасоматозе.

Четвертый тип интрузивных гранитоидов представлен натриево-калиевыми гранитами γ_7 , широко распространенными в южной ча-

сти Свекофеннского геоблока Балтийского щита. Можно предполагать, что они возникают в период затухания эндогенной активности при внедрении магм из очагов, располагающихся в нижней части коры. Ведущим процессом дифференциации, вызывающим лишь небольшие вариации состава гранитов, являлась фракционная кристаллизация биотита и кислого плагиоклаза, быстро сменяющаяся совместной эвтектической кристаллизацией кварца и щелочных полевых шпатов. Значительно проявлены процессы постмагматического кислотного выщелачивания при высоком химическом потенциале K_2O .

Флюидный режим гранитообразования

Все рассмотренные выше особенности состава флюида относились к условиям, при которых производились анализы на газовом хроматографе. Газы выделены в токе гелия при температурах 800–900 °С, что обеспечивало наиболее полную дегазацию пород. Эти температуры в общем случае превышают температуру кристаллизации на 100–200 °С. Возникает вопрос, отвечают ли условиям минералообразования полученные в анализе соотношения компонентов и если нет, то каким условиям они соответствуют. Задача решалась методом Н.С. Никольского (1981), основанным на принципе соответствия фугитивности кислорода в таких окислительно–восстановительных равновесиях, как $2H_2 + O_2 = 2H_2O$; $CO + O_2 = 2CO_2$; $CH_4 + O_2 = CO_2 + 2H_2$. По аналитическим данным линейной экстраполяцией определялись $\lg f_{O_2}$, T и P , при которых газовая смесь $H_2O + H_2 + CO_2 + CO + CH_4$ находится в состоянии равновесия. N_2 исключается из рассмотрения, так как в силу инертности и малой концентрации в интервале существующих давлений и температур гранитообразования он вряд ли существенно влиял на реакции окисления восстановления, так как фугитивности соединений азота, например NH_3 , ничтожно малы при условиях метаморфизма (Летников и др., 1981). Результаты этих расчетов приведены в табл. 50, из которой видно, что полученные условия равновесного существования данного флюида не отвечают возможным условиям формирования пород. Можно предположить, что при нагревании в процессе опыта во включениях происходит реакция между газами, а компонентный состав флюида соответствует условиям вскрытия включений. Но так как это происходит в достаточно широком интервале температур и давлений внутри включений, анализированный газ в целом представляет собой неравновесную смесь.

Отсюда вытекает постановка задачи пересчета полученного в анализе компонентного состава флюида на состав, равновесный при определенных другими методами условиях метаморфизма и ультраметаморфизма. При изменении температуры и давления между газами (CO , CO_2 , H_2 , H_2O и CH_4) происходят реакции, из числа которых можно выделить две независимые, например,



Т а б л и ц а 50

Варианты комбинаций условий, при которых компонентный состав флюида оказывается равновесным

Группа пород	P , бар	T , °C	$-\lg f_{O_2}$	Группа пород	P , бар	T , °C	$-\lg f_{O_2}$
γ_{1+2}	1	741	18,970	γ_3	1	603	23,049
	1000	657	21,724		1000	474	29,028
	2000	581	24,689		2000	374	35,349
γ_4	1	601	22,919	$\gamma\delta_{II}$	1	570	24,319
	1000	478	28,674		1000	433	31,342
	2000	379	34,876		2000	336	38,227
gn	500	547	25,672				
	1000	457	30,239				
	2000	353	37,214				
	4000	288	42,868				

Константа равновесия в каждой из них может быть определена по формуле $\ln K_f = -\frac{\Delta G_T^{(p)}}{RT}$, где $\Delta G^{(p)}$ — изменение свободной энергии в соответствующей реакции, для вычисления которого ΔG отдельных газов брались из таблиц табулированных значений этих величин (Никольский, 1978).

Количество молей каждого газа в момент достижения равновесия при заданных условиях будет следующим: $n_{CO} = n_{CO}^0 - x + y$, $n_{CH_4} = n_{CH_4}^0 + x$, $n_{CO_2} = n_{CO_2}^0 - y$, $n_{H_2} = n_{H_2}^0 - 3x - y$, $n_{H_2O} = n_{H_2O}^0 + x + y$, где n_{CO}^0 , $n_{CH_4}^0$ и т.д. — исходные количества молей газов, полученные из анализов, x — количество молей CO, прореагировавших по реакции (1), y — количество молей CO₂, прореагировавших по реакции (2). Сумма молей газов $\sum n_i = \sum n_i^0 - 2x$. Константы равновесия реакций можно выразить следующим образом:

$$K_f^{(1)} = \frac{\gamma_{CH_4} \cdot \gamma_{H_2O}}{\gamma_{CO} \cdot \gamma_{H_2}^3} \cdot \frac{(n_{CH_4}^0 + x)(n_{H_2O}^0 + x + y)(\sum n_i^0 - 2x)^2}{(n_{CO}^0 - x + y)(n_{H_2}^0 - 3x - y)^3} \cdot \frac{1}{p^2};$$

$$K_f^{(2)} = \frac{\gamma_{CO} \cdot \gamma_{H_2O}}{\gamma_{H_2} \cdot \gamma_{CO_2}} \cdot \frac{(n_{CO}^0 - x + y)(n_{H_2O}^0 + x + y)}{(n_{H_2}^0 - 3x - y)(n_{CO_2}^0 - y)}.$$

Решая эту систему уравнений относительно x и y , как раз и можно вычислить равновесные мольные доли компонентов флюида. Для решения задачи Д.П. Крыловым была составлена программа для ЭВМ. Коэффициенты фугитивности газов брались в справочнике Ю.Б. Мельника (1971). Проверка равновесности полученных составов газовых смесей осуществляется путем сравнения рассчитанных

логарифмов фугитивности O_2 по реакциям: $2H_2 + O_2 = 2H_2O$, $2CO + O_2 = 2CO_2$ и $CH_4 + O_2 = CO_2 + 2H_2$. В случае равновесия они должны совпадать.

Сопоставляя исходные данные и полученные результаты (табл. 51), можно убедиться в том, что в процессе пересчета в компонентном составе флюида, приведенном к конкретным условиям, которые определялись по критическим минеральным парагенезисам, с помощью гранат-биотитового термобарометра и методом гомогенизации расплавных включений, происходят направленные и в целом закономерные изменения, которые для гнейсов и жильного материала мигматитов Северного Приладожья, кроме γ_5 , сводятся к повышению мольных долей H_2O , CH_4 и CO за счет уменьшения H_2 и CO_2 . Иными словами, обе реакции при повышении давления и (или) температуры смещаются вправо, а CO_2 расходуется на образование CO и H_2O . В γ_5 наблюдается возрастание H_2 наряду с H_2O , CH_4 и CO_2 , а CO падает, что определяется смещением реакции (2) влево из-за высокого отношения количества H_2O к сумме всех остальных газов в данной группе пород. Фугитивность кислорода была максимальной в момент кристаллизации эндербитов Куркиекского массива и габброидов, хотя последнее вызывает сомнение, так как в отличие от эндербитов габброиды испытывают очень интенсивные изменения в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, и газы в них были захвачены не в момент кристаллизации из магмы, а при метаморфизме. В таком случае их следовало пересчитать не на $T=1000$ °C, а на температуру порядка 700–800°D, что существенно повлияло бы на величину $\lg f_{O_2}$ и приблизило бы ее к значениям, свойственным гнейсам, кристаллическим сланцам и гранитоидам соответствующих зон.

В жильном материале мигматитов всех генераций f_{O_2} имеет примерно одинаковые значения, но при прочих равных условиях она выше, чем в гнейсах субстрата (рис. 62); с повышением степени метаморфизма она, естественно, повышается. Для интрузивных пород $\lg f_{O_2}$ имеет более высокие значения, чем для мигматитов, что определяется только лишь более высокой температурой. Основная доля P_{fL} приходится на H_2O и H_2 . Для гнейсов это 3 и 1.2 кбара, для γ_{1+2} 2.6 и 0.7 при $P_{\text{общ.}}$ 4.5 и 4 кбар соответственно. P_{CO_2} меньше 1 кбар, максимально для $\gamma_{1+2} = 0.6$ кбар. В эндербитах и гранодиоритах при $P_{fL} = 4$ кбара основную долю также составляют P_{H_2O} и P_{H_2} . В гранодиоритах P_{CO_2} и P_{CO} ниже, чем в эндербитах и габброидах (табл. 52).

Для пород гранулитовой фации беломорского мегакомплекса при пересчете увеличиваются мольные доли H_2O и CO и убывают X_{H_2} , X_{CO_2} и X_{CH_4} ; для $\gamma^{ГР}$ и $\gamma^{\delta ГР}$ X_{H_2O} практически не меняется. Иными словами, при повышении температуры до 800°D и больше и давления более чем до 7.5 кбар в отличие от условий метаморфизма ладожского комплекса реакция (1) смещается влево, а реакция (2) вправо, так что избыток H_2 расходуется на образование CO и H_2O . В субстрате амфиболитовой фации беломорского комплекса при пересчете происходят разнонаправленные изменения

Группа пород	Исходные значения					P, кбар	T, °C	Расчетные значения при заданных P и T					
	X _{H₂O}	X _{H₂}	X _{CO₂}	X _{CO}	X _{CH₄}			X _{H₂O}	X _{H₂}	X _{CO₂}	X _{CO}	X _{CH₄}	
Северное Приложение													
γ_{1+2}	0.608	0.216	0.158	0.017	0.001	4	700	0.657	0.165	0.122	0.051	0.006	16
γ_3	0.659	0.239	0.088	0.013	0.001	4	700	0.696	0.201	0.066	0.032	0.007	20
γ_4	0.677	0.202	0.107	0.013	0.001	3,5	700	0.703	0.175	0.086	0.033	0.003	29
γ_5	0.631	0.159	0.130	0.070	0.001	3,0	700	0.724	0.138	0.108	0.030	0.001	6
γ_8	0.632	0.264	0.090	0.013	0.001	4,0	750	0.664	0.231	0.062	0.040	0.003	27
γ_{δ_n}	0.641	0.270	0.076	0.012	0.001	4,0	750	0.669	0.241	0.052	0.035	0.003	14
$\gamma_{\delta_k}^{gp}$	0.716	0.169	0.099	0.015	0.001	4,0	800	0.733	0.152	0.080	0.034	0.000	13
γ_7^T	0.648	0.206	0.132	0.013	0.001	2,5	750	0.674	0.180	0.104	0.042	0.000	21
γ_{1+2}^I	0.614	0.191	0.180	0.014	0.001	4	680	0.665	0.138	0.144	0.047	0.007	10
γ_{1+2}^{IIa}	0.595	0.260	0.122	0.022	0.001	4	725	0.642	0.212	0.089	0.052	0.006	6
γ_3^I	0.674	0.208	0.103	0.014	0.001	4	700	0.705	0.176	0.081	0.034	0.005	12
γ_3^{IIa}	0.622	0.270	0.092	0.015	0.001	4	725	0.661	0.229	0.064	0.039	0.006	5
γ_3^{IIb}	0.660	0.312	0.022	0.005	0.001	4	750	0.670	0.302	0.014	0.012	0.002	3
$\gamma_{\beta_n}^{gp}$	0.548	0.274	0.147	0.029	0.002	4	800	0.595	0.227	0.099	0.078	0.001	10
γ_{β}	0.581	0.193	0.203	0.022	0.001	4	1000	0.641	0.133	0.140	0.086	0.000	6
γ_5^{IIa}	0.729	0.142	0.090	0.038	0.001	3,5	700	0.723	0.148	0.097	0.031	0.002	5
$\gamma_{\delta_n}^{IIa}$	0.649	0.279	0.059	0.012	0.001	4	750	0.666	0.260	0.041	0.030	0.003	10
γ_{δ}^{IIb}	0.627	0.251	0.107	0.014	0.001	4	750	0.661	0.216	0.075	0.046	0.003	17
γ_4^{IIa}	0.687	0.182	0.114	0.016	0.001	3,5	700	0.706	0.161	0.096	0.034	0.002	10

Т а б л и ц а 51 (продолжение)

Группа пород	Исходные значения					P, кбар	T, °C	Расчетные значения при заданных P и T					
	X _{H₂O}	X _{H₂}	X _{CO₂}	X _{CO}	X _{CH₄}			X _{H₂O}	X _{H₂}	X _{CO₂}	X _{CO}	X _{CH₄}	
γ_4^{IIb}	0,675	0,210	0,102	0,012	0,001	3,5	700	0,701	0,183	0,080	0,033	0,003	19
gn^I	0,604	0,331	0,050	0,013	0,002	4,5	680	0,671	0,259	0,027	0,018	0,026	10
gn^{IIa}	0,611	0,317	0,059	0,010	0,003	4,5	725	0,651	0,275	0,035	0,028	0,011	10
gn^{IIb}	0,633	0,271	0,081	0,013	0,001	4,5	750	0,668	0,235	0,055	0,038	0,004	8
Беломорье, амфиболитовая фация													
γ_1	0,729	0,218	0,039	0,013	0,001	7,5	750	0,755	0,192	0,028	0,018	0,008	10
γ_2	0,756	0,132	0,067	0,039	0,006	6	750	0,743	0,145	0,075	0,033	0,005	6
m_{n+5+6}	0,795	0,132	0,053	0,018	0,002	7,5	750	0,800	0,125	0,051	0,020	0,004	5
m_n	0,633	0,277	0,121	0,008	0,001	7,5	700	0,732	0,132	0,079	0,032	0,024	1
m_{n+2}	0,885	0,035	0,049	0,028	0,004	7,5	700	0,854	0,064	0,069	0,012	0,001	1
$gn_{чуп}$	0,514	0,450	0,023	0,011	0,002	7,5	700	0,605	0,356	0,002	0,002	0,034	9
gn_{K_1}	0,032	0,852	0,075	0,039	0,002	7,5	700	0,284	0,567	0,000	0,001	0,148	1
gn_{K_2}	0,682	0,284	0,029	0,004	0,001	7,5	700	0,747	0,217	0,009	0,006	0,020	1
Беломорье, гранулитовая фация													
sch^{GP}	0,669	0,188	0,124	0,018	0,001	8,5	800	0,714	0,145	0,089	0,051	0,004	9
gn^{GP}	0,834	0,058	0,101	0,006	0,001	8,5	800	0,841	0,052	0,092	0,016	0,000	5
γ_1^{GP}	0,774	0,072	0,140	0,008	0,001	7,5	800	0,793	0,059	0,124	0,025	0,000	10
γ_2^{GP}	0,780	0,006	0,211	0,002	0,001	7,5	850	0,780	0,007	0,208	0,005	0,000	6
δ^{GP}	0,927	0,030	0,041	0,001	0,001	7	900	0,926	0,031	0,039	0,004	0,000	5

Центральный Памир, музкольский комплекс													
gn_{III}^w	0,907	0,057	0,033	0,002	0,001	6	500	0,916	0,046	0,032	0,002	0,004	12
gn_{II}^w	0,866	0,051	0,078	0,004	0,001	7,5	600	0,879	0,038	0,074	0,006	0,004	8
gn_{I+Ia}^w	0,789	0,109	0,098	0,003	0,001	7,5	660	0,823	0,074	0,081	0,015	0,007	8
γ_1^w	0,612	0,108	0,262	0,017	0,001	7,5	720	0,654	0,066	0,225	0,053	0,002	6
γ_2^w	0,525	0,064	0,373	0,037	0,001	4	720	0,541	0,049	0,354	0,056	0,006	5
gn_{III}^d	0,615	0,042	0,325	0,017	0,001	6	500	0,642	0,007	0,333	0,004	0,013	5
gn_{I+II}^d	0,799	0,093	0,105	0,002	0,001	7,5	650	0,828	0,063	0,089	0,014	0,006	12
γ_1^d	0,688	0,177	0,127	0,010	0,001	7,5	650	0,773	0,083	0,099	0,021	0,023	10
γ_2^d	0,707	0,001	0,271	0,020	0,001	4	700	0,694	0,015	0,281	0,010	0,000	6
mt	0,774	0,085	0,124	0,016	0,001	6	650	0,789	0,069	0,119	0,019	0,004	10
Центральный Памир, язгулемский комплекс													
sch^a	0,628	0,105	0,236	0,030	0,001	6	600	0,677	0,048	0,232	0,026	0,017	11
Ab^a	0,687	0,061	0,231	0,020	0,001	6	600	0,707	0,039	0,228	0,020	0,007	7
γ^a	0,543	0,044	0,360	0,052	0,001	6	600	0,549	0,032	0,375	0,035	0,009	8
Ab_γ^a	0,828	0,001	0,161	0,009	0,001	6	600	0,819	0,010	0,167	0,003	0,000	7

П р и м е ч а н и е. Исходные значения мольных долей компонентов флюида представляют собой средние значения мольных долей по группам пород, приведенных к единице, исключая N₂. Расчетные значения получены приведением этих исходных значений к состоянию равновесия при заданных P и T, которые для гнейсов определены по гранат-биотитовому термобарометру. Температуры для лейкосом и интрузивных гранитоидов получены по средним значениям T_{ГОМ} включений раскристаллизованных расплавов (кроме габброидов), причем для интрузивных гранитоидов выбраны T, отвечающие T начала плавления твердых фаз. Равновесность состава флюида проверена по сходимости lg f_{O₂} в трех реакциях окисления (см. текст). $gn_{III}^w, gn_{II}^w, gn_{I+Ia}^w$ - метаморфические породы III, II, I + Ia зон метаморфизма Шатпутского термального купола; γ_1^w и γ_2^w - гранито-гнейсы и граниты там же. Степень метаморфизма растет от зоны III к I; gn_{III}^d, gn_{I+II}^d - то же для Джаланской структуры; γ_1^d и γ_2^d - плагиогранито-гнейсы и щелочные граниты; mt - метасоматиты Fe-Mg. Состав флюида пород Центрального Памира и индексацию групп см. в работе "Эволюция метаморфических поясов альпийского типа" (1981).

Значения парциальных давлений компонентов флюида и fugitivностей кислорода для расчетных значений состава флюида (по табл. 51)

Группа пород	P, кбар	T, °C	P _{H₂O}	P _{H₂}	P _{CO₂}	P _{CO}	P _{C₂H₄}	-lg f _{O₂} при P и T формирования	-lg f _{O₂} при 700 °C		lg f _{O₂} при 600 °C	
									P, кбар			
									4	8	4	8
Северное Приладожье												
г ₁₊₂	4	700	2.6	0.7	0.5	0.2	0.02	20,627	20,628	20,323	23,501	23,067
г ₃	4	700	2.8	0.8	0.3	0.1	0.03	20,750	20,750	20,554	23,636	23,237
г ₄	3,5	700	2.5	0.6	0.3	0.1	0.01	20,573	20,589	20,423	23,516	23,114
г ₆	3	700	2.2	0.4	0.3	0.1	0,003	20,281	20,342	20,245	23,360	22,978
г _δ	4	750	2.7	0.9	0.2	0.2	0,001	19,559	20,835	20,609	23,687	23,282
г _{δ^λ}	4	750	2.7	1.0	0.2	0.1	0.01	19,591	20,868	20,659	23,737	23,356
г _{δ^к}	4	800	2.9	0.6	0.3	0.1	0.00	17,772	20,449	20,337	23,440	23,058
г ₇	2,5	750	1.7	0.5	0.3	0.1	0.00	19,165	20,590	20,401	23,497	23,079
г ₁₊₂ ^I	4	680	2.7	0.6	0.6	0.2	0.02	21,120	20,501	20,315	23,423	22,999
г ₁₊₂ ^{IIα}	4	725	2.6	0.8	0.4	0.2	0.02	20,189	20,812	20,549	23,629	23,191
г ₃ ^I	4	700	2.8	0.7	0.3	0.1	0.02	20,622	20,622	20,448	23,590	23,135
г ₃ ^{IIα}	4	725	2.6	0.9	0.3	0.2	0.02	20,232	20,739	20,621	23,698	23,287
г ₃ ^{IIβ}	4	750	2.7	1.2	0.1	0.05	0.01	19,785	21,089	21,080	24,160	24,331
г _{δ^п}	4	800	2.4	0.9	0.4	0.3	0,004	18,300	20,859	20,556	23,635	23,179
β	4	1000	2.6	0.5	0.6	0.3	0.00	13,698	20,528	20,319	23,429	22,995
г ₅	3,5	700	2.5	0.5	0.3	0.1	0.00	20,401	20,423	20,306	23,413	23,025
г _{δ^п} ^{IIα}	4	750	2.7	1.0	0.2	0.1	0.01	19,661	20,936	20,747	23,824	23,494
г _{δ^п} ^{IIβ}	4	750	2.6	0.9	0.3	0.2	0.01	19,505	20,784	20,551	23,632	23,211
Беломорье, амфиболитовая фация												
г ₄ ^{IIα}	3,5	700	2.5	0.6	0.3	0.1	0.01	20,500	20,518	20,365	23,465	23,063
г ₄ ^{IIβ}	3,5	700	2.5	0.6	0.3	0.1	0.01	20,614	20,628	20,455	23,545	23,143
gn ^I	4,5	680	3.0	1.2	0.1	0.1	0.1	21,702	21,129	20,937	24,015	23,963
gn ^{IIα}	4,5	725	2.9	1.2	0.2	0.1	0.05	20,439	21,058	20,854	23,929	23,653
gn ^{IIβ}	4,5	750	3.0	1.1	0.2	0.2	0.02	19,607	20,868	20,647	23,724	23,331
Беломорье, гранулитовая фация												
г ₁	7,5	750	5.7	1.4	0.2	0.1	0.1	19,457	20,727	20,639	23,728	23,459
г ₂	6	750	4.5	0.9	0.4	0.2	0.03	19,179	20,485	20,364	23,464	23,081
m _{n+5+6}	7,5	750	6.0	0.9	0.4	0.2	0.03	19,030	20,318	20,298	23,408	23,089
m _n	7,5	700	5.5	1.0	0.6	0.2	0.2	20,529	20,707	20,490	23,576	23,156
m _{n+2}	7,5	700	6.4	0.5	0.5	0.1	0.01	19,766	19,651	19,764	22,928	22,753
gn ^{чуп}	7,5	700	4.5	2.7	0.02	0.02	0.3	21,555	21,523	21,558	24,739	24,895
gn _{K₁}	7,5	700	2.1	4.3	0.00	0.01	1.1	22,616	22,527	22,626	25,758	25,983
gn _{K₂}	7,5	700	5.6	1.6	0.1	0.05	0.2	20,941	20,973	20,925	Не рассчитана	
Беломорье, гранулитовая фация												
sch ^{ГР}	8,5	800	6.0	1.2	0.8	0.4	0.03	17,932	20,535	20,368	23,467	23,058
gn ^{ГР}	8,5	800	7.1	0.4	0.8	0.1	0.00	16,892	19,432	19,606	22,791	22,638
г ₁ ^{ГР}	7,5	800	5.9	0.4	0.9	0.2	0.0	17,033	19,667	19,738	22,923	22,683
г ₂ ^{ГР}	7,5	850	5.9	0.1	1.5	0,005	0,04	14,042	17,882	17,983	21,744	21,401
δ ^{ГР}	7	900	6.5	0.2	0.3	0.03	0,00	14,089	18,921	19,094	22,261	22,377
Центральный Памир, музольский комплекс												
gn ^Ш	6	500	5.5	0.3	0.2	0.01	0.02	26,086	19,462	19,626	22,780	22,763
gn ^Ш	7,5	600	6.6	0.3	0.6	0.05	0.03	22,639	19,375	19,512	22,693	22,609
gn ^Ш	7,5	660	6.2	0.6	0.6	0.1	0.1	21,248	19,998	20,033	23,172	22,880

Таблица 52 (продолжение)

Группа пород	P, кбар	T, °C	P_{H_2O}	P_{H_2}	P_{CO_2}	P_{CO}	P_{CH_4}	$-\lg f_{O_2}$ при P и T формирования	$-\lg f_{O_2}$ при 700 °C		$\lg f_{O_2}$ при 600 °C	
									P, кбар			
									4	8	4	8
$\gamma_1^{\text{ш}}$	7.5	720	4.9	0.5	1.7	0.4	0.02	19.468	20.008	19.957	23.139	22.776
$\gamma_2^{\text{ш}}$	4	720	2.2	0.2	1.4	0.2	0.00	19.195	19.755	19.735	23.006	22.683
$gn_{\text{III}}^{\text{д}}$	6	500	3.9	0.04	2.0	0.02	0.08	25.581	19.306	19.348	22.601	22.467
$gn_{\text{II-I}}^{\text{д}}$	7.5	650	6.2	0.5	0.7	0.1	0.05	21.434	19.845	19.908	23.063	22.803
$\gamma_1^{\text{д}}$	7.5	650	5.8	0.6	0.7	0.2	0.2	21.739	20.435	20.307	23.414	23.019
$\gamma_2^{\text{д}}$	4	700	2.8	0.1	1.1	0.04	0.0	18.492	18.492	18.566	21.898	21.941
m	6	650	4.7	0.4	0.7	0.1	0.02	21.509	19.882	19.917	23.077	22.783
Центральный Памир, язгулемский комплекс												
$sch_a^{\text{я}}$	6	600	4.1	0.3	1.4	0.2	0.1	23.007	20.085	20.015	23.183	22.807
$Ab_a^{\text{я}}$	6	600	4.2	0.2	1.4	0.1	0.04	22.787	19.629	19.664	22.293	22.622
$\gamma_a^{\text{я}}$	6	600	3.3	0.2	2.3	0.2	0.1	22.839	19.707	19.695	22.975	22.664
$Ab_{\gamma}^{\text{я}}$	6	600	4.9	0.1	1.0	0.02	0.0	21.519	18.098	18.156	21.419	21.557

Примечание. $\lg f_{O_2}$ — по реакции окисления $2H_2 + O_2 = 2H_2O$. Расхождения в $\lg f_{O_2}$ по реакциям $2CO + O_2 = 2CO_2$ и $CH_4 + O_2 = CO_2 + 2H_2$ наблюдаются обычно в 3-4-м знаке после запятой.

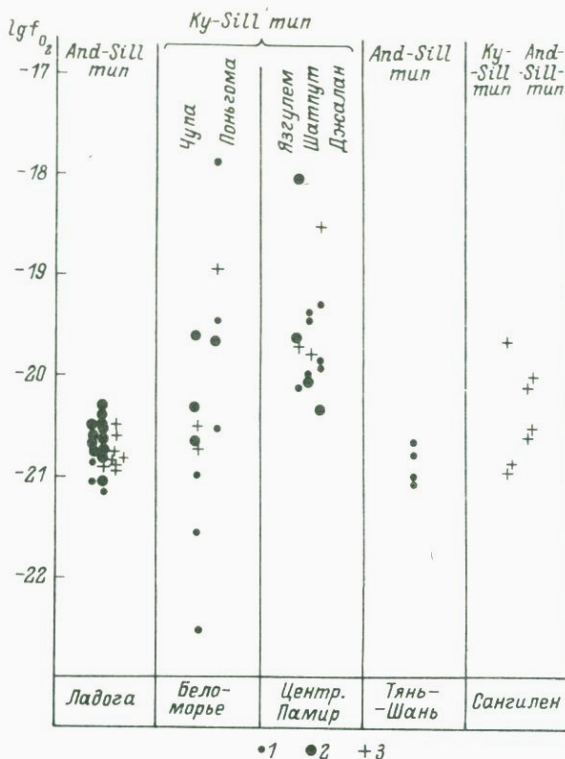


Рис. 62. Фугитивность кислорода во флюиде пород исследованных комплексов при $P=4$ кбар и $T=700$ °C.

1 - гнейсы, сланцы; 2 - лейкосома мигматитов; 3 - интрузивные породы.

компонентного состава. Характерны возрастание CH_4 и H_2O , убывание CO_2 и иногда CO . В поздних мигматитах в отличие от других групп пород возрастает H_2 и убывает CH_4 . В тоналитах γ_1 изменения такие же, как в большинстве пород ладожского комплекса, в поздних же гранитах II цикла γ_2 увеличивается содержание CO_2 , а CO - уменьшается.

Наиболее высокие абсолютные значения фугитивности кислорода достигались, как и следовало ожидать, при высокотемпературном метаморфизме гранулитовой фации и в гиперстеновых диоритах ($\gamma \delta^{ГР}$), что и определяет отсутствие в них CH_4 и низкие содержания H_2 . В амфиболитовой фации $lg f_{O_2}$ имеет сравнительно низкие значения, что определяет высокие мольные доли H_2 и CH_4 во флюиде пород керетской свиты.

Основная доля флюидного давления в гранулитах Беломорья приходится на H_2O , но в отличие от ладожского комплекса и пород ам-

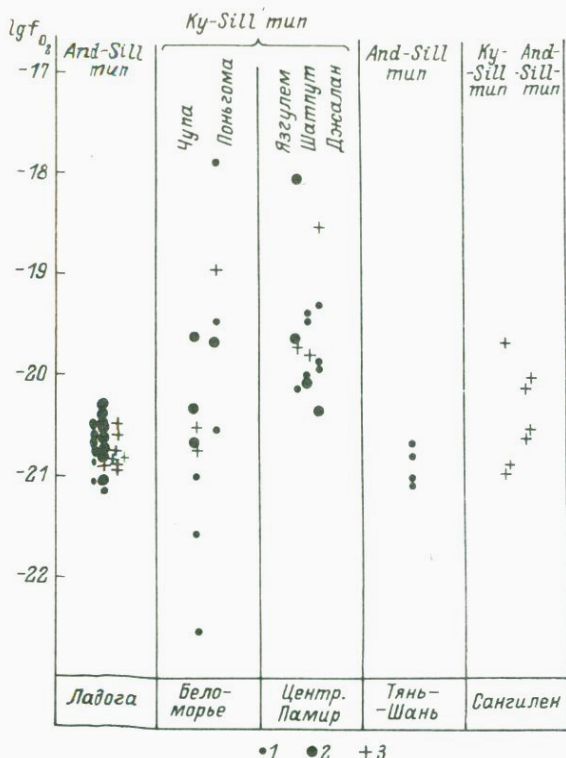


Рис. 62. Фугитивность кислорода во флюиде пород исследованных комплексов при $P=4$ кбар и $T=700$ °C.

1 - гнейсы, сланцы; 2 - лейкосома мигматитов; 3 - интрузивные породы.

компонентного состава. Характерны возрастание CH_4 и H_2O , убывание CO_2 и иногда CO . В поздних мигматитах в отличие от других групп пород возрастает H_2 и убывает CH_4 . В тоналитах γ_1 изменения такие же, как в большинстве пород ладожского комплекса, в поздних же гранитах II цикла γ_2 увеличивается содержание CO_2 , а CO - уменьшается.

Наиболее высокие абсолютные значения фугитивности кислорода достигались, как и следовало ожидать, при высокотемпературном метаморфизме гранулитовой фации и в гиперстеновых диоритах ($\gamma \delta^{\text{ГР}}$), что и определяет отсутствие в них CH_4 и низкие содержания H_2 . В амфиболитовой фации $\lg f_{\text{O}_2}$ имеет сравнительно низкие значения, что определяет высокие мольные доли H_2 и CH_4 во флюиде пород керетской свиты.

Основная доля флюидного давления в гранулитах Беломорья приходится на H_2O , но в отличие от ладожского комплекса и пород ам-

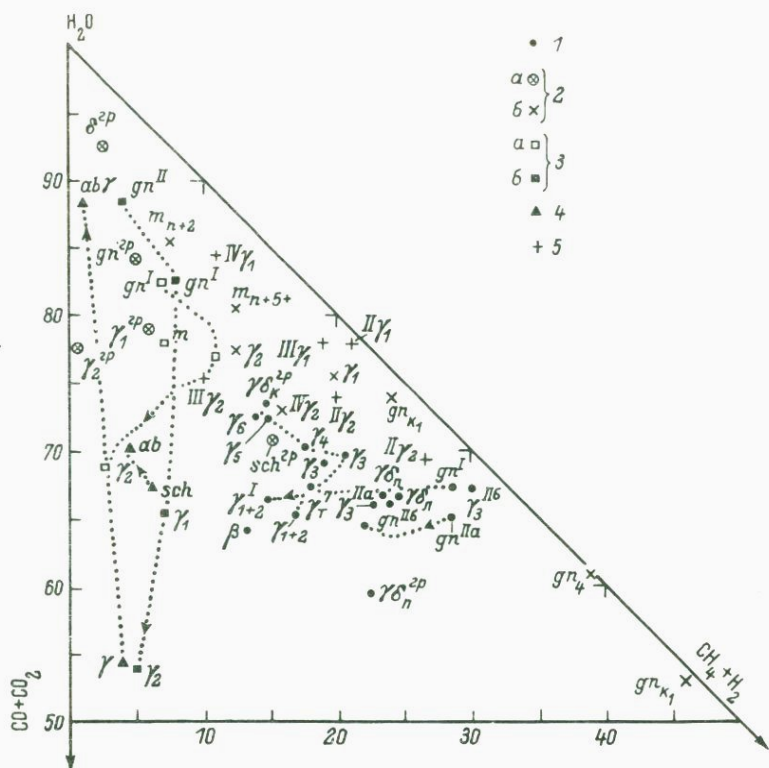


Рис. 63. Диаграмма $H_2O-(CO + CO_2)-(CH_4 + H_2)$, построенная для равновесных соотношений компонентов флюида при $P-T$ -параметрах формирования каждой группы.

1 - Северное Приладожье, 2 - Беломорье (а - гранулитовая фация, район Поньгомы, б - амфиболитовая фация, район Чуны); 3, 4 - Центральный Памир; 3 - Музкол (а - Джаланский, б - Шатпутский термальные купола), 4 - Ягулем; 5 - Сангилен. Индексы групп см. в табл. 64.

фиболитовой фации Беломорья в них большая доля P_{CO_2} и меньшая - P_{H_2} , а особенно в γ_2^{GP} и δ^{GP} . При метаморфизме амфиболитовой фации P_{H_2} имело высокое значение, а P_{CO_2} - ничтожно малое.

Сравнение составов газов, полученных из анализов и рассчитанных (табл. 51), указывает на существенные, часто разнонаправленные с/с изменения. Тем не менее все закономерности эволюции флюидов, описанные в главах I и II, сохраняются. Главными из них являются четко выраженные тенденции к окислению флюида при переходе от гнейсов субстрата к жильному материалу и от ранних гранитов к более поздним; существование в серии гранитоидов Се-

верного Приладожья максимума восстановленности в комплексе тоналитов-гранодиоритов; более или менее существенное относительное обогащение флюида гранитоидов углекислотой по сравнению с гнейсами.

Для выявления специфических особенностей флюидов Северного Приладожья и Беломорья данные по их пересчитанным составам были нанесены на диаграмму $H_2O-(CO+CO_2)-(H_2+CH_4)$ (рис. 63), для построения которой были привлечены также материалы по Центральному Памиру (музкольский и язгулемский комплексы кианит-силлиманитового типа), Сангилену (андалузит-силлиманитового и кианитового типа) и Тянь-Шаню (андалузит-силлиманитового типа) (Флюидный режим..., 1980). Характерно, что разные комплексы обособляются друг от друга, а это как раз и говорит о существовании региональной специфики флюидных систем. В то же время разброс точек, отвечающих конкретным тектоно-метаморфическим циклам, свидетельствует о закономерной эволюции состава флюида в процессе глубинного петрогенезиса. Отчетливо выступает водородный характер ладожского флюида, более водный Беломорья и Центрального Памира, причем гранулиты беломорского мегакомплекса и породы музкольского и язгулемского комплексов оказываются обогащенными CO_2 и CO .

Наиболее значительные вариации состава обнаруживают флюиды Беломорья, что, вероятно, связано с длительным полициклическим развитием данного региона. Обращает на себя внимание возрастание мольных долей CO_2 , а часто и CO в более поздних гранитоидах, связанных с ранними гранитоидами единым источником флюида (γ_5 и γ_4 в Северном Приладожье, γ_2 и m_{n+2} в Беломорье, γ_2 и γ_1 во II, III и IV циклах Сангилену, γ_2 и γ_1 в Джаланской и Шатпутской термальных антиклиналях Центрального Памира), что обусловлено, по-видимому, сильно проявленными эффектами дифференциации газов во флюидном потоке в процессе его взаимодействия с коровыми очагами кислых магм.

При метасоматическом развитии кварц-олигоклазовых и кварц-альбитовых метасоматитов, являющихся низкотемпературными аналогами гранито-гнейсов зон магматического замещения, при последовательном ультраметаморфизме беломорского и ладожского комплексов возрастает мольная доля H_2O , в меньшей мере CO_2 и CO , уменьшается доля CH_4 и H_2 . Однако при зональном метаморфизме в Центральном Памире, который при высоких температурах приводит к возникновению полей плагиогранито-гнейсов и гранито-гнейсов, во флюиде увеличивается мольная доля H_2 (и CO_2) и уменьшается H_2O , что возможно при дополнительном поступлении водорода с глубины со скоростью, превышающей скорость его окисления. Наличие водородного максимума в зоне ультраметаморфизма и в предмигматитовой зоне - явление пока уникальное и связано, вероятно, с локальными особенностями флюидного режима глубинного петрогенезиса.

Рассмотрим изменение степени окисленности флюидов в метаморфических комплексах различных петрогенетических типов, используя

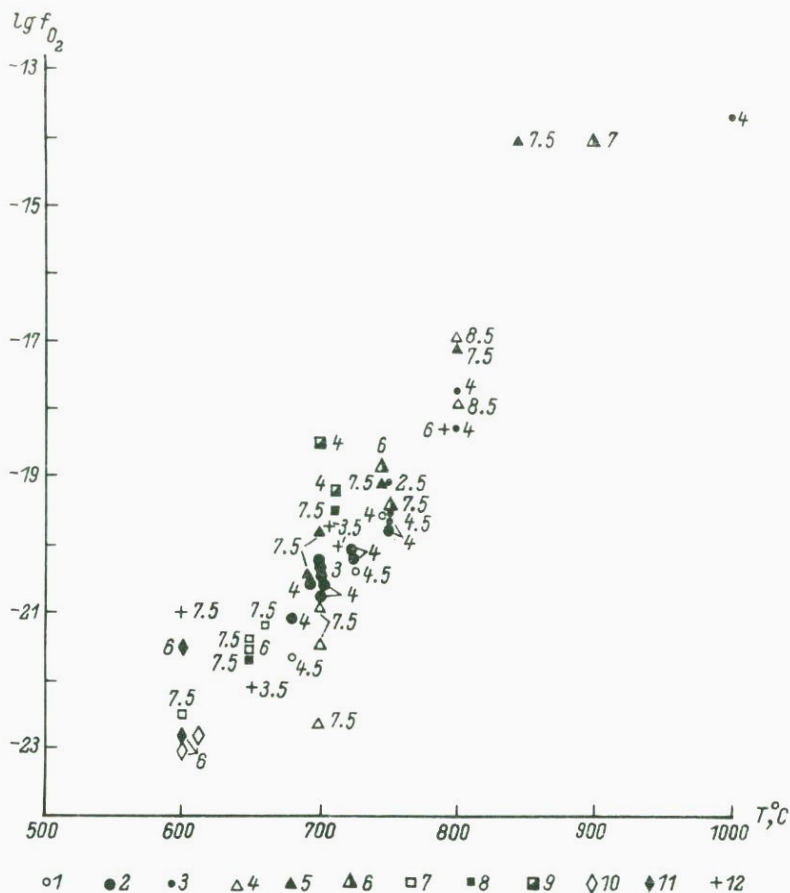


Рис. 64. Диаграмма $\lg f_{O_2} - T$.

Северное Приладожье: 1 - субстрат, 2 - жильный материал мигматитов, 3 - интрузивные породы. Беломорье: 4 - субстрат; 5 - жильный материал, 6 - гранитоиды. Центральный Памир, Музкол: 7 - субстрат, 8 - гранито-гнейсы, 9 - гранитоиды. Язгулем: 10 - субстрат, 11 - альбитигиты. Сангилен: 12 - гранитоиды. Цифры около знаков - давление в килобарах.

при этом рассчитанную величину фугитивности кислорода для газовых смесей, равновесных во время кульминации метаморфического процесса. На рис. 64 видно, что комплексы кванит-силлиманитового типа отличаются в целом более высокими значениями $\lg f_{O_2}$ при равных температурах. Исключение составляют лишь некоторые породы беломорского комплекса, флюид которых по величине $\lg f_{O_2}$ сопоставим с флюидом ладожского комплекса. Вместе с тем в каж-

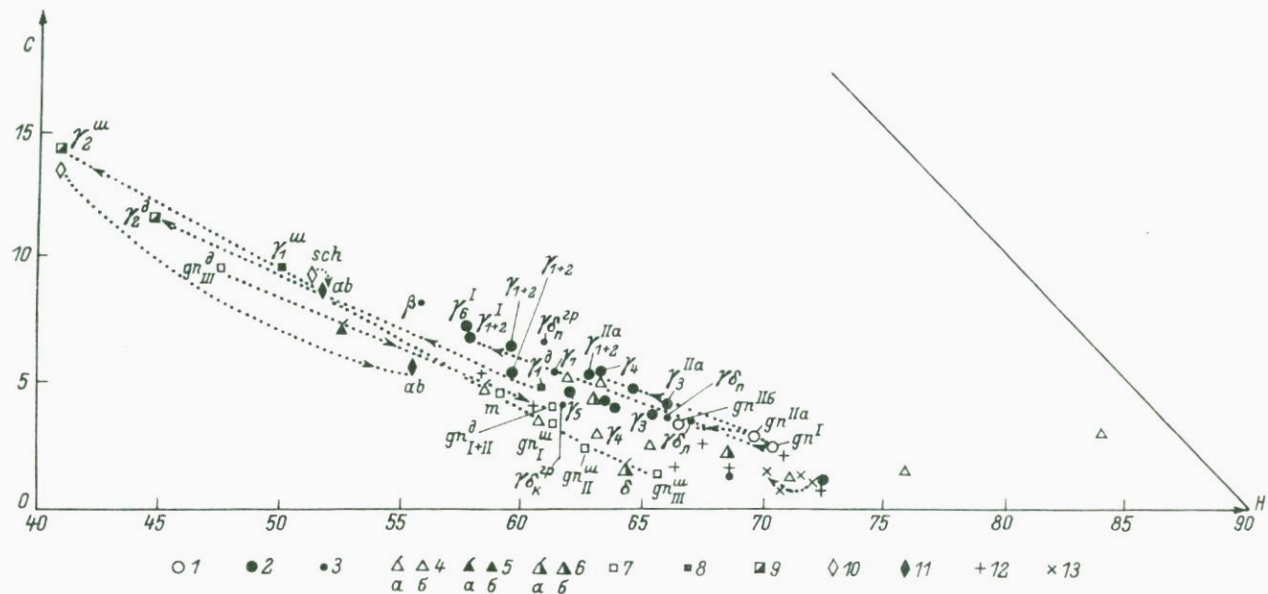


Рис. 65. Диаграмма H-C-O для средних составов флюида.

1-12 - то же, что на рис. 64. 4а, 5а, 6а - относятся к породам гранулитовой фации; 4б, 5б, 6б - к породам амфиболитовой фации. 13 - породы Южного Тянь-Шаня. Нанесены группы пород Северного Приладожья и породы серий, характеризующие эволюцию состава флюида при метаморфизме и гранитообразовании (соединены точками).

дом типе метаморфических комплексов снижение давления приводит не к снижению, а к повышению $\lg f_{O_2}$, что отражает упомянутую уже закономерность окисления флюида в ходе ультраметаморфизма на фоне снижающегося P .

Для выявления общих особенностей состава флюида исследованных метаморфических комплексов и его эволюции рассчитаны средние элементарные составы газовых составляющих выделенных нами групп пород (в ат. %). Обращает на себя внимание обогащенность флюида метаморфических комплексов Центрального Памира кислородом, что согласуется с фактом высокой окисленности флюида этого региона, широкие вариации отношения H/C и тенденции к значительному относительному обогащению гранитоидов углеродом по сравнению с другими регионами (рис. 65). Точки состава флюида ладожского комплекса образуют довольно компактную зону, смещенную к стороне $C-H$ и к вершине H . Заметно обогащены последним метаморфические породы Срединного Тянь-Шаня. Флюиды Беломорья оказались близкими к флюидам Ладоги, только породы гранулитовой фации обогащены углеродом.

Для оценки характера расположения точек на диаграмме $H-C-O$ по регионам был использован факторный анализ (МГК), метод дискриминантной функции до и после факторного анализа. Учитывались средние содержания H, C, O для групп пород, причем группы, принадлежащие одному региону, объединены в одну выборку. Результаты приведены в табл. 53, 54, откуда следует значимость отличия соотношений этих компонентов во флюиде Ладоги, Музкола, Южного Тянь-Шаня. Их поля на диаграмме практически не перекрываются. Флюиды Сангилена, как и Беломорья, отличаются только от Музкола. При введении в уравнение дискриминантной функции значения отношения O/H и C/H различия становятся значимыми для Беломорья и Ладоги, Сангилена и Ладоги, что определяется более низкими значениями величин этих отношений для Беломорья и Сангилена.

Сопоставление данных по содержанию кислорода с его фугитивностью, как и с количеством H и C , показывает, что $\lg f_{O_2}$ не зависит от состава флюида и давления, а определяется прежде всего температурой ($r_{\lg f_{O_2}-O} = 0.137$, $r_{\lg f_{O_2}-H} = -0.116$, $r_{\lg f_{O_2}-C} = 0.057$, $r_{\lg f_{O_2}-P} = 0.027$, $r_{\lg f_{O_2}-T} = 0.941$, $r = 61$).

В процессе эволюции каждого из исследованных комплексов при повышении степени метаморфизма и ультраметаморфизма намечается отчетливая тенденция к возрастанию количества C и O во флюиде относительно H , что особенно заметно проявляется при реоморфизме гранито-гнейсов.

В зональности Северного Приладожья эта закономерность отражается в значительном обогащении гранитоидов жильного материала углеродом и кислородом относительно водорода по сравнению с соответствующими им гнейсами субстрата. При детальном изучении выявляется, что в гнейсах по мере повышения степени метаморфизма флюид становится менее водородным, что можно связать с более сильным его осушением и слабым окислением в нижних, высо-

Т а б л и ц а 53

Средний состав флюида по регионам и фаціальным сериям

Параметры		Ладога	Цент- ральный Памир	Беломорье
Н	\bar{x}	64,033	53,893	65,598
	σ	4,189	8,442	8,012
С	\bar{x}	4,493	7,446	3,578
	σ	1,696	4,202	1,862
О	\bar{x}	31,473	38,661	30,825
	σ	2,583	4,309	7,501
О/Н	\bar{x}	0,496	0,748	0,488
С/Н	\bar{x}	0,072	0,154	0,057
F_1	\bar{x}	0,177	-1,408	0,447
n		23	14	13

Т а б л и ц а 53 (продолжение)

Параметры		Сангилен	Южный Тянь-Шань	Ф.с. низких P	Ф.с. высоких P
Н	\bar{x}	66,450	71,052	65,128	60,348
	σ	4,857	0,864	4,518	9,962
С	\bar{x}	2,344	1,015	3,789	5,237
	σ	1,610	0,348	2,686	3,758
О	\bar{x}	31,206	27,932	31,083	35,241
	σ	3,379	0,975	2,686	5,477
О/Н	\bar{x}	0,475	0,393		
С/Н	\bar{x}	0,037	0,014		
F_1	\bar{x}	0,633	1,352		
n		7	4	31	30

П р и м е ч а н и е. n - количество групп пород каждого региона. Ф.с. низких P - андалузит-силлиманитовая фаціальная серия, ф.с. высоких P - кианит-силлиманитовая фаціальная серия. F_1 - среднее значение первого фактора.

котемпературных, зонах. В гранитах же жильного материала γ_{1+2} и γ_3 устанавливается противоположная тенденция изменения состава флюида. Причину этому следует, по-видимому, искать в обогащении фронтальной части флюидного потока CO_2 относительно H_2O в силу взаимодействия флюида с расплавами, о чем более подробно будет сказано ниже.

Приведенный материал и его сопоставление с данными по составу флюида других метаморфических комплексов (Флюидный режим...,

Т а б л и ц а 54

Результаты сравнения параметров флюида по регионам и фаціальным сериям

Сравниваемые регионы	n_1	n_2	ПЗУЗ	PM	Значимые изменения
Сравнение в системе Н-С-0					
Ладога-Музкол	23	14	<u>0,000</u>	1,7	+Н, -С, -0
Ладога-Беломорье	23	13	0,736	0,4	Нет отличий
Ладога-Сангилен	23	7	0,143	1,1	+С
Ладога-Южн. Тянь-Шань	23	4	0,096	1,5	-Н, +С
Музкол-Беломорье	14	13	<u>0,000</u>	2,0	-Н, +С, +0
Музкол-Сангилен	14	7	<u>0,003</u>	2,3	-Н, +С, +0
Музкол-Южн. Тянь-Шань	14	4	<u>0,002</u>	3,0	-Н, +С, +0
Беломорье-Сангилен	13	7	0,577	0,7	Нет отличий
Беломорье-Южн. Тянь-Шань	13	4	0,389	1,1	То же
Сангилен-Южн. Тянь-Шань	7	4	0,761	0,8	
Сравнение в системе факторов F_1					
Ладога-Музкол	23	14	0,000	1,7	F_1
Ладога-Беломорье	23	13	0,420	0,3	Нет отличий
Ладога-Сангилен	23	7	0,270	0,5	То же
Ладога-Южн. Тянь-Шань	23	4	0,028	1,2	$-F_1$
Музкол-Беломорье	14	13	0,000	2,0	$-F_1$
Музкол-Сангилен	14	7	0,000	2,2	$-F_1$
Музкол-Южн. Тянь-Шань	14	4	0,000	2,9	$-F_1$
Беломорье-Сангилен	13	7	0,679	0,2	Нет отличий
Беломорье-Южн. Тянь-Шань	13	4	0,110	1,0	То же
Сангилен-Южн. Тянь-Шань	7	4	0,253	0,8	" "
Сравнение в системе Н-С-0-0/Н-С/Н					
Ладога-Музкол	23	14	0,000	3,2	+Н, -С, -0, -0/Н, -С/Н
Ладога-Беломорье	23	13	0,000	2,2	Нет отличий
Ладога-Сангилен	23	7	0,003	2,4	+С
Ладога-Южн. Тянь-Шань	23	4	0,005	2,9	-С, -0
Музкол-Беломорье	14	13	0,005	2,0	$-N_1 + C, +0, +0/N, +C/N$
Музкол-Сангилен	14	7	0,013	2,4	$-N, +C, +0, +0/N, +C/N$
Музкол-Южн. Тянь-Шань	14	4	0,009	3,3	$-N, +C, +0, +0/N, +C/N$
Беломорье-Сангилен	13	7	0,596	1,0	Нет отличий
Беломорье-Южн. Тянь-Шань	13	4	0,198	2,0	То же
Сангилен-Южн. Тянь-Шань	7	4	0,829	1,2	" "
Сравнение в системе Н-С-0-Р-Т- $\lg f_{O_2}$					
Ф.с. низких Р-ф.с. высоких Р	31	30	0,000	5,0	+Н, -0, -Р

Примечание. n_1 и n_2 - количество групп пород в первом и втором сравниваемых регионах. Знаки „+“ и „-“ обозначают увеличение (уменьшение) параметра в первой группе относительно второй.

1977, 1980; Летников и др., 1981; Летников, 1982) позволяет прийти к некоторым заключениям об общих особенностях состава и закономерностях эволюции флюидных систем в процессах регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и синхронного с ними магматизма, развивающихся в различных термодинамических режимах.

Флюид метаморфизованного в режиме андалузит-силлиманитовой фациальной серии ладожского комплекса, как и других подобных ему комплексов, например нижнего протерозоя Хамардабана, среднего палеозоя Срединного Тянь-Шаня (Флюидный режим..., 1980) в отличие от высокобарических комплексов кианит-силлиманитового типа, характеризуется повышенным содержанием H_2 , что находит отражение и в высоких значениях отношения H_2/H_2O и K_{BOS} , так как величина последнего определяется главным образом отношением водорода к воде и соответственно низким значением фугитивности кислорода. Вместе с тем высокобарические комплексы отличаются более высокими содержаниями $CO_2 + CO$ (или C). Интересно то, что уменьшение водорода в целом для всех флюидов сопряжено с одновременным возрастанием и углерода, и кислорода (рис. 65). Это подтверждается и средними значениями содержаний H, C, O для пород андалузит-силлиманитовой и кианит-силлиманитовой серий, причем по коэффициентам информативности различия в H и O значимы (табл. 54). Различия устанавливаются и методом дискриминантной функции, когда кроме H, C, O учитываются P, T и фугитивность O_2 .

Во всех исследованных сериях, отражающих развитие ультраметаморфизма и переход от автохтонных к перемещенным в той или иной мере гранитоидам, установлено, что в ходе мигматизации и гранитизации происходит окисление флюида, степень которого возрастает с увеличением дальности миграции расплава от зон его генерации. Этот эффект особенно отчетливо проявлен в комплексах кианит-силлиманитового типа. Отсюда вытекают два очевидных следствия. Во-первых, во время ультраметаморфизма происходят существенные изменения флюида, а в частности его окисление, благодаря взаимодействию потока сквозьмагматических растворов с метаморфизующимися толщами. Во-вторых, перед этим взаимодействием во флюиде преобладали восстановленные формы газов.

Углерод характеризуется большим родством к кислороду, чем водород. Поэтому в нижних частях флюидного потока в общем случае отношение CO_2/H_2O будет выше, чем в верхних его частях ввиду преимущественного окисления CO , а не H_2 . Если первоначально флюид был обогащен углеродом, трансформировавшимся в CO_2 в нижних частях коры, то в условиях ультраметаморфизма в нем не только пойдут реакции окисления, но и реакции типа (1) и (2), упомянутые выше, причем благодаря увеличению мольной доли и фугитивности CO_2 , особенно заметному в глубинных комплексах, обе они будут смешаться вправо. Последнее приведет к снижению отношения H_2/H_2O тем большему, чем ниже отношение H/C во флюиде. Все это объясняет выявленную эмпирически обратную корреляцию между H и $C + O$ (рис. 65), меньшую водородность и большую

окисленность флюида в более глубоких ультраметаморфических комплексах. Таким образом, большая величина $\lg f_{O_2}$ в кианитовых комплексах по сравнению с андалузитовыми не является непосредственным следствием большей величины давления, а связана с высокой первичной углеродностью флюида и более интенсивным его окислением в силу высокого сродства углерода к кислороду.

Можно констатировать, что изначально флюиды, участвующие в формировании музольского комплекса и гранитов I цикла развития Беломорского комплекса, отличались высокой углеродностью по сравнению с флюидом ладожского и сходных с ним комплексов, в том числе с гнейсами и гранитоидами амфиболитовой фации Беломорья.

Плотность восходящего флюидного потока, существование которого убедительно доказывается в работах многих исследователей, должна возрастать по мере прогрессивного развития ультраметаморфизма, приводящего к возникновению и разрастанию зон селективного и полного плавления, так как скорость миграции газов в пузырьках через магму значительно выше, чем скорость диффузии через расплав и тем более чем через капилляры в горных породах (Эпельбаум, 1979; Летников и др., 1978). Поэтому в начале процесса поступающие с глубины газы будут быстро окисляться. Но по мере увеличения интенсивности потока окисление флюида со скоростью, определяемой физико-химическими условиями и составом метаморфизирующихся толщ и не меняющейся существенно в ходе процесса, не может компенсировать поступление восстановленных газов. К тому же плавление обуславливает значительный сток H_2O в магму, что определяет относительное обогащение флюида водородом на фронте магматического замещения. Большая подвижность H_2 по сравнению с CO_2 и H_2O в процессе движения по капиллярам в горных породах является причиной продвижения „водородной волны“ в зоны относительно низких температур. Таким образом можно объяснить появление водородного максимума в предмигматитовой зоне музольского комплекса (Центральный Памир), в ставролитовой зоне Хамардабана и в других регионах. Следовательно, наличие этих максимумов является одним из подтверждений существования потока сквозьмагматических растворов.

Флюидный поток, проходящий через зону плавления, должен обогащаться CO_2 по отношению к H_2O в силу взаимодействия его с расплавом и селективного растворения в нем воды. Так как скорость перемещения газовых пузырьков в магме больше скорости диффузии газов через расплав, фронтальная часть флюидного потока будет обогащаться CO_2 . Тем самым можно объяснить постоянно наблюдаемое уменьшение отношения H_2O/CO_2 в гранитоидах по сравнению с гнейсами субстрата. Этот эффект, связанный с существованием флюидного потока, будет проявлен тем отчетливее, чем больше интенсивность последнего. В этом смысле особо интересен музольский комплекс, отличающийся наибольшей разницей в отношении H_2O/CO_2 между гранитоидами и гнейсами, а также поздними и ранними гранитами. Ранее было показано (Эволюция..., 1981), что зональный метаморфизм на Центральном Памире сопровождается

широким проявлением метасоматоза во всех зонах и магматического замещения в ядрах термальных антиклиналей, что как раз и отражает действие интенсивного восходящего потока сквозьмагматических растворов.

Основные закономерности гранитообразования

Рассмотрим ведущие закономерности гранитообразования на основании изложенного материала по ультраметаморфизму в различных термодинамических режимах и в различных геотектонических обстановках. Специфика последней в Беломорском мегаблоке заключается прежде всего в полициклическом характере его развития и в более сильно (по сравнению со Svecoфеннским геоблоком) проявленных тенденциях к быстрым нисходящим движениям на ранних стадиях каждого цикла, что и определило специфику термодинамического режима глубинного петрогенезиса.

Вместе с тем имеется и явное сходство исследованных и других аналогичных структур земной коры в процессах гранитообразования. В полных циклах выявляется ряд характерных процессов, к числу которых принадлежат: 1) формирование ранних натриевых гранитоидов, отчасти являющихся дифференциатами мантийных базальтоидных магм, а отчасти — продуктами диатексиса на разных уровнях коры; 2) многостадийная анатектическая мигматизация, как правило, сопряженная с последовательно проявляющейся складчатостью общего смятия; 3) в той или иной мере проявленная гранитизация, протекающая в целом путем магматического замещения и приводящая к зарождению очагов кислых магм; 4) формирование комплексов поздних натриево-калиевых и калиевых гранитоидов, обычно несущих признаки интрузивного происхождения за счет глубинно-коровых магматических очагов либо за счет зрелой дифференциации анатектических или диатектических магм.

Для определения роли гранитоидов в формировании состава земной коры континентов большое значение имеет исследование ранних плагиогранитоидов, которые, как это теперь установлено, вместе с когенетичными с ними дацит-андезитовыми вулканитами формировали древнейшие тоналитовые („серогнейсовые“) и эндербитовые комплексы основания древних подвижных областей и ранние магматические комплексы геосинклиналей неогей и структур перехода континентов к океанам. С этим магматизмом в геологической истории Земли всегда был связан существенный привнос сиалического вещества в верхние части литосферы, где его последующие ультраметаморфические преобразования привели к формированию гранито-гнейсового слоя континентальной коры.

В результате геологических и петрологических исследований последних десяти лет стало очевидным генетическое разнообразие магм, родоначальных для ранних плагиогранитоидных комплексов. Для позднеархейских и раннепротерозойских подвижных поясов, как и для сходных структур неогей, характерны габбро-диорит-трондь-

митовые ассоциации интрузивных пород, в Свеккофенском геоблоке Балтийского щита представленных, в частности, эндебитами ($\gamma\delta^{GP}$). Они определенно связаны с коагматичными габброидами и являются дифференциатами высокоглиноземистых андезито-базальтовых магм. Это отторженцы мантийного астенолита, в процессе подъема которого происходит интенсивная подача тепла в основание коры и возникает положительная термическая аномалия, обуславливающая быстрый прогрев метаморфизующегося комплекса пород.

Дифференциаты глубинных магм присутствуют, по-видимому, и среди раннескладчатых гранитоидов II цикла развития Беломорского мегакомплекса. Однако степень их измененности невелика, и нет оснований для разделения кислых дифференциатов мантийных магм и продуктов диатексиса тоналитового основания подвижной области. Из петрохимических исследований и анализа их результатов методом главных компонент вытекает, что γ_1 никак не связаны с процессами анатексиса предшествующего и последующего этапов эволюции, наблюдаемыми на уровне современного эрозионного среза, а происходят из более глубинных магматических очагов, которые предположительно можно связывать с диатексисом тоналитового основания. Можно также констатировать, что кристаллизация магм происходила в условиях, близких к равновесным, когда термодинамические параметры рамы незначительно отличались от параметров магмы. А это значит, что вертикальный градиент температуры ниже уровня анатектической мигматизации был незначительным; это вполне понятно, так как Беломорский мегаблок на всех этапах геологического развития характеризовался низкоградиентными режимами глубинного петрогенезиса. Важно подчеркнуть, что если образование родоначальных для γ_1 магм происходит за счет диатексиса тоналитового основания, то снижение вертикального градиента температуры осуществляется благодаря развитию явлений тепловой конвекции в зонах плавления, что возможно при относительно низком насыщении магм водой. Последнее, как будет показано ниже, характерно для комплексов кианитового типа.

На примере Северного Приладожья показано, что в Свеккофенском геоблоке процессы диатексиса, приводившие к возникновению больших объемов тоналит-гранодиоритовых магм, которые по всем признакам не испытали дальней миграции, проявляются непосредственно на уровне ультраметаморфизма, следуют за ранними анатектическими мигматитами и связаны с декомпрессией при поднятии после инверсии плотностей в гравитационно неустойчивой системе. Состояние же гравитационной неустойчивости является следствием разуплотнения нижних частей метаморфизующегося блока при селективном плавлении.

Процессы ультраметаморфизма в исследованных тектонических структурах были многоэтапными, что особенно ярко проявлено в Северном Приладожье, где многократность мигматизации и гранитизации однозначно доказывается изучением соотношения указанных явлений с интрузивным магматизмом. Можно выделить два главных типа мигматитов анатектической природы: анатектиты, возникшие

при селективном плавлении и в процессе локального перемещения расплава во время деформаций (γ_{1+2} , γ_{4+5} в ладожском комплексе, некоторые m_n и m_{n+2} в беломорском мегакомплексе), и инициальные диатектиты, возникшие на начальном этапе полного плавления гетерогенных толщ (γ_3 в ладожском комплексе, m_{n+5+6} в беломорском мегакомплексе).

Исследование структуры мигматитовых полей показало, что процессы анатектической мигматизации, особенно на ранних стадиях цикла гранитообразования, сопряжены с формированием горизонтальных тектонических потоков (согласно терминологии Ю.В. Миллера, 1982), которые по существу являются отражением горизонтально ориентированных зон частичного плавления в нижних частях коры. Позже в связи с инверсией инфраструктуры подвижной области возникают вертикальные потоки, как это происходит во время II этапа развития ладожского комплекса. Формирование горизонтальных потоков отражает начальные стадии плотностной инверсии гравитационно неустойчивых систем, возникших в результате частичного плавления нижних частей коры.

Изложенный в книге материал подтверждает ранее высказанную гипотезу (Седова, Глебовицкий, 1984), согласно которой теплоперенос в поясах андалузит-силлиманитового типа был более интенсивным, а прогрев — более быстрым, чем обуславливается раннее проявление анатексиса и диатексиса в ладожском комплексе. На всех стадиях его эволюции ультраметаморфические системы были открыты по крайней мере по отношению к щелочам, но интенсивность аллохимических преобразований магм, возникающих из них гранитоидов и гнейсов субстрата, возрастает со временем и достигает своего максимума на втором этапе геологического развития после формирования диатектических магм и комплекса тоналитов-гранодиоритов. В это время достигается высокая степень насыщения мигматитов жильным материалом γ_4 и возникают значительные объемы гранито-гнейсов.

В беломорском мегакомплексе процессам анатексиса и диатексиса предшествовала длительная подготовка, выразившаяся не только в широком проявлении ультраметаморфизма предшествующих циклов, но и в ранних преобразованиях субстрата во время того же цикла, когда развиваются процессы селективного и полного плавления. Процессы ультраметаморфизма протекали под действием стационарного флюидного потока ювенильного происхождения, окисляющегося при взаимодействии с метаморфизирующимися толщами, а особенно интенсивно во время мигматизации и гранитизации. Проходя через зону плавления в виде пузырьков газа и взаимодействуя с магмой, флюид обогащается во фронтальной части потока углекислотой и водородом, причем последний из-за большей своей подвижности мигрирует в относительно низкотемпературные зоны быстрее, чем CO_2 . Такие эффекты окисления газов и дифференциации потока по вертикали по существу ответственны за все или почти за все выявляющиеся вариации состава флюида метаморфических пород и гранитоидов, так что первичные его признаки сохраняются плохо.

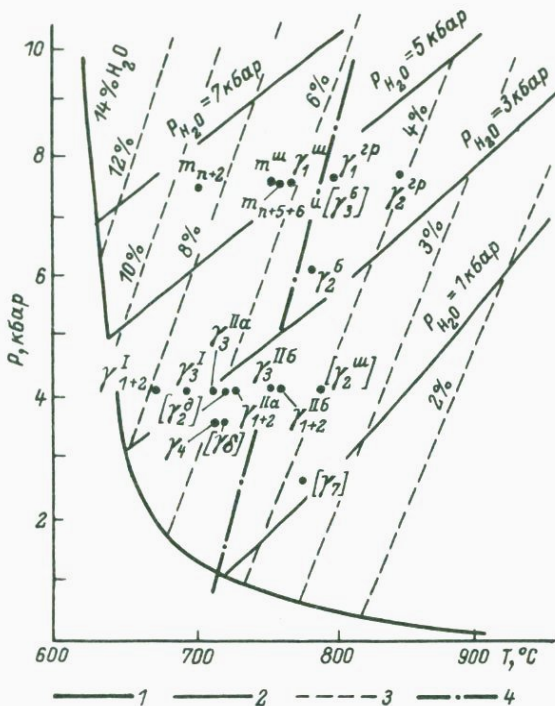


Рис. 66. Условия формирования гранитоидов зоны ультраметаморфизма на диаграмме системы „гранит-вода” (Рябчиков, 1975).

1 - линия ликвидуса при $P_{H_2O} = P_{общ}$; 2 - изобары H_2O ; 3 - изо-концентраты H_2O ; 4 - граница гранулитовой и амфиболитовой фаций (Глебовицкий, 1976). Расшифровка индексов групп пород см. в табл. 64 и в тексте. В квадратных скобках - индексы интрузивных гранитоидов.

Тем не менее приведенные в работе данные позволяют сделать заключение, что в целом флюиды кианит-силлиманитовых комплексов богаче углеродом, что и определяет более энергичное их окисление при ультраметаморфизме.

Попытаемся оценить степень насыщения анатектических и диатектических гранитоидных расплавов водой с помощью диаграммы И.Д. Рябчикова (1975) для ликвидусов гранитов при $P_{H_2O} \leq P_{общ}$ на основании данных по температурам гомогенизации включений раскристаллизованных расплавов (рис. 66, табл. 55). Обращает на себя внимание тот факт, что парциальные давления воды в равновесном флюиде, определенные по этой диаграмме и на основании данных газового анализа, удовлетворительно согласуются друг с другом. Концентрации воды в магмах, генерирующихся в условиях разной глубинности, не отличаются друг от друга, но в андалузит-сил-

Т а б л и ц а 55

Содержание воды, степень насыщения магм водой ($\eta_{\text{H}_2\text{O}}$) и парциальное давление воды в равновесном флюиде

Группа пород	Ладога									
	γ_{1+2}^I	γ_{1+2}^{IIa}	γ_{1+2}^{I-IIa}	γ_3^I	γ_3^{IIa}	γ_3^{I-IIa}	γ_3^{IIb}	γ_4	$[\gamma^\delta]$	$[\gamma_7^T]$
H ₂ O, %	8,0	5,8	6,8	7,0	5,8	6,5	5,0	6,0	5,9	3,7
$\rho_{\text{H}_2\text{O}}^1$	3,6	3,0	3,2	3,2	2,8	3,0	2,6	2,5	2,5	1,3
$\rho_{\text{H}_2\text{O}}^2$	2,7	2,6	2,6	2,8	2,6	2,7	2,7	2,5	2,7	1,7
$\eta_{\text{H}_2\text{O}}$	0,85	0,61	0,70	0,74	0,61	0,69	0,53	0,63	0,62	0,50

Т а б л и ц а 55 (продолжение)

Группа пород	Беломорье					Музкол			
	m_{n+2}	$m\gamma_{n+5+6}^+$	$[\gamma_2^\delta]$	$\gamma_1^{\text{ГР}}$	$\gamma_2^{\text{ГР}}$	$m^{\text{Ш}}$	$\gamma_1^{\text{Ш}}$	$\gamma_2^{\text{Ш}}$	$\gamma_2^{\text{Д}}$
H ₂ O, %	9,0	6,8	5,5	5,4	4,0	6,9	6,1	4,0	6,0
$\rho_{\text{H}_2\text{O}}^1$	6,3	5,4	3,9	4,7	3,9	5,7	5,2	2,0	2,9
$\rho_{\text{H}_2\text{O}}^2$	6,4	6,0	4,5	5,9	5,9	-	4,9	2,2	2,8
$\eta_{\text{H}_2\text{O}}$	0,64	0,47	0,40	0,38	0,29	0,49	0,43	0,29	0,43

П р и м е ч а н и е. $\rho_{\text{H}_2\text{O}}^1$ и $\rho_{\text{H}_2\text{O}}^2$ - парциальные давления H₂O в

равновесном флюиде, определенные соответственно по диаграмме (рис. 64) и по результатам газового анализа.

лиманитовых комплексах расплавы характеризуются большей насыщенностью водой ($\eta_{\text{H}_2\text{O}}$ - отношение концентрации воды в расплаве к концентрации насыщения при данном P) по сравнению с киаинит-силлиманитовыми комплексами. Развитие процесса плавления, обусловленное повышением температуры или снижением давления, сопровождается осушением расплава, что видно при сравнении γ_{1+2} и γ_3 в различных температурных зонах, γ_{1+2}^{I-IIa} и γ_3^{I-IIa} с γ_4 и γ_2^δ , m_{n+2} и $\gamma_2^{\text{Б}}$; $\gamma_1^{\text{ГР}}$ и $\gamma_2^{\text{ГР}}$, m_{n+2} и m_{n+5+6} . Относительная сухость гранитных магм, генерирующихся при давлениях 7-8 кбар, определяет возможность их подъема на более высокий уровень и формирование крупных значительно перемещенных интрузивов, подобных $\gamma_1^{\text{Б}}$, $\gamma_2^{\text{Ш}}$, $\gamma_2^{\text{Д}}$ и т.д. Этот подъем может быть обусловлен плотностной инверсией с формированием диапир-плутонов или по механизму зонной плавки, что исключено для водонасыщенных магм неглубокого уровня генерации.

Обращает на себя внимание малая водонасыщенность магм, родоначальных для комплексов высококальциевых гранитоидов, завершающих циклы гранитообразования (γ_7^T и γ_2^B). Что касается гранитов Тервусского массива в Северном Приладожье, то зарождение магмы на глубинах, значительно больших, чем уровни становления, не вызывает сомнения. Водонасыщенность расплава в этом случае определена по $T_{\text{гом}}$ наиболее низкотемпературных включений, которые соотношены с уровнем становления массива. Обнаруженные в них высокотемпературные включения, как можно предполагать, были захвачены во время кристаллизации на глубине (вплоть до магматического очага). Если это так, то, приняв максимально возможное давление 10 кбар (в основании коры), для температуры около 1000 °С мы получим концентрацию воды в расплаве около 2%. В этой связи становится понятным формирование анхизвтектических составов, обогащенных калием в условиях, когда $P_{\text{H}_2\text{O}}$ составляет лишь незначительную долю общего давления (Раннедокембрийские..., 1975).

Сухость расплавов γ_2^B требует специального рассмотрения, так как по данным факторного анализа петрохимической информации они, по крайней мере отчасти, являются продуктами дифференциации анатектических магм, возникающих во время мигматизации II цикла эволюции (m_{n+2}), протекающей при высоких значениях $P_{\text{H}_2\text{O}}$ во флюиде, что определяло высокую насыщенность расплава водой. Простое развитие плавания, а затем кристаллизации при декомпрессии не может объяснить столь резкое осушение расплава тем более, что его объемы незначительны. Отсюда естественно вытекает предположение о формировании комплекса γ_2^B при смешении местных анатектических и глубинных коровых магм, что согласуется с некоторыми приведенными в гл. I материалами о полигенности гранитоидов рассматриваемой группы.

Таким образом, процессы ультраметаморфизма протекают на фоне постоянного взаимодействия возникающих анатектических и диатектических магм с потоком ювенильных флюидов, что и определяет открытость гранитных систем по отношению к ряду компонентов и прежде всего к щелочам. Закономерные изменения кислотности-щелочности растворов и химических потенциалов вполне подвижных компонентов (прежде всего H_2O , N_2O и K_2O) существенно меняют эвтектические соотношения в расплавах, а следовательно, характер и направленность дифференциации вещества при фракционном плавании или кристаллизации. Основными тенденциями в изменении флюида в ходе процесса его взаимодействия с кристаллизующимися анатектическими и диатектическими расплавами являются повышение кислотности, парциального давления воды (за счет окисления водорода) и химического потенциала калия, чем и определяется направленность в дифференциации вещества в процессе неравновесной фракционной кристаллизации магм. Естественно, кислотность-щелочность флюида меняется при реакции с гнейсами субстрата согласно принципу взаимного усиления кислот и оснований Д.С. Коржинского, чем обусловлена обычно наблюдающаяся за-

висимость состава гранитоидов жильного материала от состава субстрата.

Высокая водонасыщенность анатектических магм, связанные с нею высокие значения P_{H_2O} (точнее — давления на водный раствор) и низкие температуры кристаллизации расплавов в совокупности определяют высокую кислотность гранитоидов, достигающую максимального значения в жильном материале мигматитов I и II этапов развития ладожского комплекса (γ_{1+2} , γ_3 , γ_4) и II цикла беломорского мегакомплекса (m_{n+2}). С повышением температуры и снижением P_{H_2O} связано снижение кислотности жильного материала m_{n+5+6} в Беломорье и γ_6 на Ладоге соответственно. С незначительной водонасыщенностью расплавов, генерированных в гранулитовой фации, связана несколько повышенная щелочность чарнокитов.

Установлено, что процессы анатексиса, диатексиса и магматического замещения в исследованных комплексах проявляются под действием существенно водородных флюидов при высоких значениях P_{H_2O} . Это определило достаточно низкотемпературные условия генерации гранитоидных магм. Температуры гомогенизации расплавных включений практически не выходят за пределы амфиболитовой фации, и лишь в самых высокотемпературных зонах Северного Приладожья они достигают границы гранулитовой фации (рис. 66). Благодаря плавлению с появлением протяженных по вертикали магматических очагов и развитию тепловой конвекции вертикальный градиент температуры ниже зоны анатексиса приближается к адиабатическому. В больших объемах температуры практически выравниваются. В исследованных регионах такое термостатирование происходит на уровне температуры 700–780°С, которая определяется флюидным режимом ультраметаморфизма. Можно прийти к заключению, что этим обстоятельством определяется отсутствие в зональностях кианитового и андалузитового типов, подобных исследованным, переходов к настоящей гранулитовой фации с устойчивой чарнокитовой ассоциацией ортопироксена с калиевым полевым шпатом. В таком случае необходимо признать, что одной из главных причин формирования гранулитовых комплексов являются низкие парциальные давления воды во флюиде (Перчук, 1973; Летников и др., 1981), обуславливающие высокотемпературный уровень термостатирования зон ультраметаморфизма.

При сравнении средних составов гранитоидов беломорского кианит-силлиманитового и ладожского андалузит-силлиманитового комплексов выявлены их существенные различия. Породы Беломорья отличаются от соответствующих групп пород Северного Приладожья повышенным содержанием алюминия и кальция относительно железа и магния (рис. 67, а). Вместе с тем отношение K_2O/Na_2O в ладожском комплексе выше, чем в беломорском (рис. 67, б). Лишь в гранитоидах поздних стадий эндогенных циклов эволюции последнего (γ_n и γ_2) эта величина заметно повышается, но все же она остается меньшей этого отношения в поздних гранитах Приладожья (γ_6 и γ_7). Так же отличаются гнейсы субстрата сравниваемых

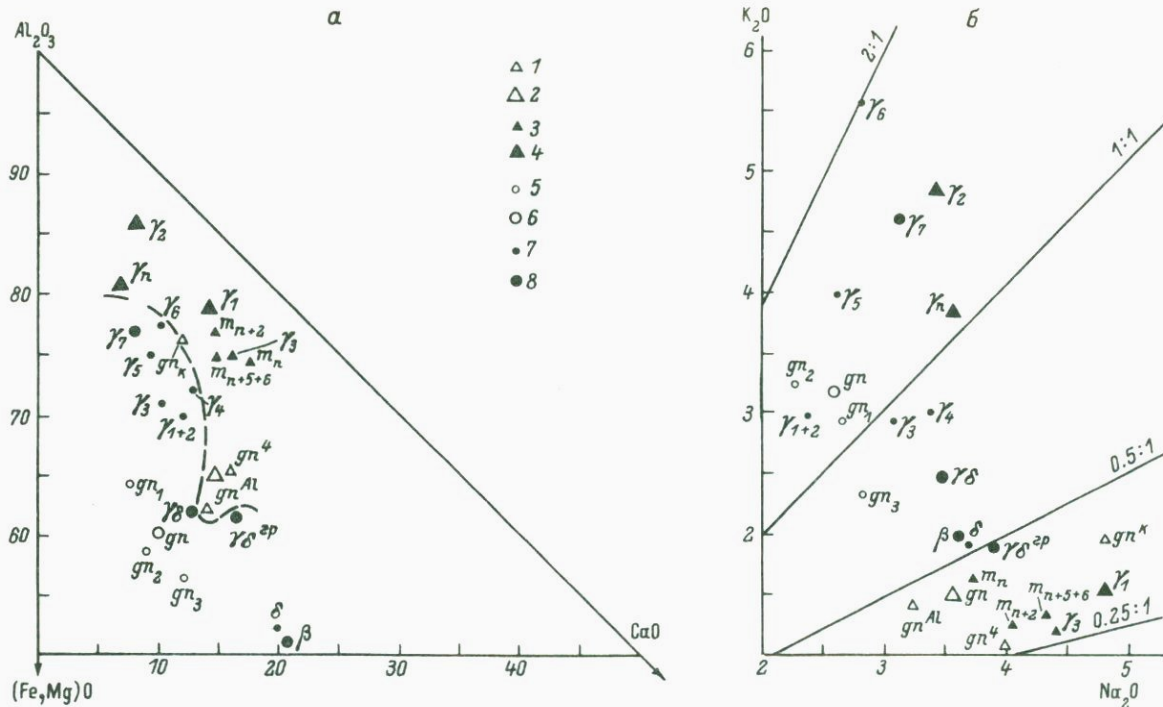


Рис. 67. Диаграммы средних химических составов пород беломорского (а) и ладожского (б) комплексов (в вес. %).

1 - биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы чупинской и керетской свит (gn^4), кианит-гранат-биотитовые чупинской свиты (gn^{Al}) и биотитовые гнейсы керетской свиты (gn^K); 2 - среднее для всех гнейсов; 3 - жильный материал мигматитов; 4 - интрузивные гранитоиды; 5 - гнейсы биотитовые, двуслюдяные, иногда гранатсодержащие (gn_1 и gn_3 - субстрат для γ_{1+2} амфиболитовой и гранулитовой фаций соответственно, gn_2 - субстрат для γ_4); 6 - среднее для всех гнейсов; 7 - жильный материал мигматитов; 8 - интрузивные породы.

комплексов. Кроме того, породы ладожского комплекса характеризуются низкими значениями отношения Ab/An , а это значит, что породы Беломорья отличаются большей относительной и абсолютной натриевостью.

Низкое отношение Ab/An в породах (независимо от того, является ли оно отражением первичного состава супракристалльных образований или следствием аллохимических превращений во время метаморфизма) и высокое отношение K_2O/Na_2O во флюиде при прочих равных условиях способствует повышению калиевости анатектических и диатектических магм (Винклер, Платен, 1968) в Северном Приладожье по сравнению с Беломорьем. Увеличение же калиевости гранитоидов вызывает переход в расплав большего количества железа и магния в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия.

Абрамович И.И., Груза В.В. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., 1972. 238 с.

Бакуменко И.Т., Косухин О.И., Симонов В.А., Чупин В.П. Термобарогеохимические исследования габброидов, гранитоидов и гранитных пегматитов. — В кн.: Термобарогеохимические исследования. Новосибирск, 1981, с. 47–48.

Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова/К.А. Шуркин, Н.В. Горлов, М.Е. Салье, В.Л. Дук, Ю.В. Никитин. М.; Л., 1962. 308 с.

Белоник М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии. М., 1982. 269 с.

Беус А.А., Ойзерман М.Г. О корреляционной связи между петрогенными элементами в гранитоидах. — Сб. трудов Всесоюз. заоч. политех. ин-та, Сер. геол., геохим. и геофиз., 1972, вып. 74, с. 43–50.

Былинский Р.В., Глебовицкий В.А., Болгурцев Н.Н., Завинская Г.А. Морфология разделов Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита. — Геотектоника, 1982, № 2, с. 24–31.

Вандер-Варден В.Л. Математическая статистика. М., 1960. 434 с.

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., 1972. 190 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., 1979. 327 с.

Винклер Х., Платен Х. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, 1968. 156 с.

Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). — Труды Ин-та геологии Карельского фил. АН СССР, 1975, вып. 25, Л. 170 с.

Володичев О.И. Ранний этап метаморфизма беломорского комплекса: (Район Западного Беломорья). — В кн.: Восточная часть Балтийского щита: Геология и глубинное строение. Л., 1975, с. 43–56.

Володичев О.И. Эволюция метаморфизма полициклического беломорского комплекса. — В кн.: Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л., 1977, с. 57–78.

Высокоградные режимы метаморфизма в развитии земной коры/Г.М. Другова, В.А. Глебовицкий, В.Л. Дук, В.И. Кишул, Т.Е. Савельева, И.С. Седова, А.П. Семенов. Л., 1982. 232 с.

Регузин Я.Е., Дзюба А.С., Семькина А.Г. О распаде газовой-жидких включений в кристаллах в поле температурного градиента. — ДАН СССР, 1971, т. 215, № 5, с. 1074–1078.

Геология и магматизм зоны сочленения беломорид и карелид: Беломорско-Карельский глубинный разлом/К.А. Шуркин, В.М. Шемякин, Ю.Д. Пушкарев, В.В. Сидоренко, В.В. Фиженко. Л., 1974. 240 с.

Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978, 264 с.

Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) / Н.Г. Судовиков, В.А. Глебовицкий, А.С. Сергеев, В.П. Петров, А.Л. Харитонов. Л., 1970, 228 с.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973, 127 с.

Глебовицкий В.А. Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 105-119.

Глебовицкий В.А. Минеральные фации как критерии оценки P - T параметров метаморфизма. - В кн.: Термо- и барометрия метаморфических пород. Л., 1977, с. 5-39.

Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Кислотное выщелачивание и железо-магнезиальный метасоматоз в метаморфических комплексах Балтийского щита. - В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минерогенезиса в докембрии СССР. Л., 1979, с. 175-230.

Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Постмигматитовый метасоматоз. Л., 1983, 287 с.

Глебовицкий В.А., Другова Г.М. Границы фаций и субфаций пород, бедных CaO , по данным гранат-биотитовой термо- и барометрии. - В кн.: Проблемы физико-химической петрологии (метаморфизм, магматизм). М., 1979, т. 1, с. 34-46.

Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Седова И.С. Термодинамический и флюидный режим древнейшего метаморфизма и ультраметаморфизма беломорского комплекса. - В кн.: Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск, 1980а, с. 30-52.

Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Кицул В.И., Митрофанов Ф.П., Шарков Е.В., Эз В.В. Взаимосвязь эндогенных процессов в развитии структуры земной коры в раннем докембрии. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980б, с. 38-45.

Горлов Н.В. Структурный контроль пегматитов Беломорья. Л., 1973, 97 с.

Горохов И.М., Кутявин Э.П., Володичев О.И., Дук В.Л., Варшавская Э.С., Крылов И.Н. Pb - Sr возраст магматических и метаморфических пород беломорского комплекса (Западное Беломорье). - Сов. геол., 1981, № 3, с. 67-75.

Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / И.Д. Батиева, И.В. Бельков, В.Р. Ветрин, А.Н. Виноградов, Г.В. Виноградова, М.И. Дубровский. Л., 1978, 264 с.

Гранулитовая фация метаморфизма / Г.М. Другова, В.А. Глебовицкий, Л.П. Никитина, Л.А. Прияткина, Л.В. Климов. Л., 1972, 256 с.

Давиденко И.В., Кумеев С.С. Возможности химических и минерало-структурных геотермобарометров пегматитового процесса. - В кн.: V1 Всесоюзное совещание по термобарогехимии. Владивосток, 1978, т. 1, с. 48-49. (Тез. докл.).

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М., 1966, 482 с.

Долгов Ю.А., Макагон В.М., Соболев В.С. Жидкие включения в дистене из метаморфических пород и пегматитов Мамского района: (Северо-Восточное Забайкалье). - ДАН СССР, 1967, т. 175, № 2, с. 892-895.

Долгов Ю.А., Томиленко Н.А., Чупин В.П. Определение условий метаморфизма и анатексиса. - В кн.: Теория и практика термобарогехимии. М., 1978, с. 21-28.

Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.; Л., 1965, с. 33–46.

Дук В.Л. Склады зоны ультраметаморфизма: (северная часть Северо-Западного Беломорья). Л., 1967. 84 с.

Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флюгпитоносность гранулитов Алдана. Л., 1975. 226.

Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., 1972. 376 с.

Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М., 1979. 271 с.

Зарубин В.В. Структура и условия образования Тэдинского месторождения мусковитовых пегматитов: (Северная Карелия). — Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Л., 1975. 25 с.

Зарубин В.В., Котов А.Б., Мануйлова М.М. Особенности химизма и петрогенезиса гранитоидов Северо-Западного Приладожья. — Сов. геол., 1982, № 2, с. 86–94.

Захарченко А.И. Особенности перехода расплавов во флюиды и эволюция их состава. — В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М., 1978, с. 39–44.

Земная кора восточной части Балтийского щита / К.О. Кратц, В.А. Глебовицкий, Р.В. Былинский, В.Л. Дук, И.В. Литвиненко, Е.В. Шарков, Г.А. Поротова, С.А. Акудинов, Л.Н. Платоненкова, Л.К. Кокорина, Ю.И. Лазарев, А.П. Плутонова, Б.И. Кошечкин, А.Ф. Лукашев, С.А. Стрелков. Л., 1978. 230 с.

Зоубек В., Крылова М.Д., Лосерт И., Митрофанов Ф.П., Чернов В.М., Шуркин К.А. Лептиты карельской части Балтийского щита и Чешского массива. — В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М., 1977, с. 5–72.

Иереског К.Г., Клован Д.И., Рейсиент Р.А. Геологический факторный анализ. Л., 1980. 223 с.

Кадик А.А. Вода и углекислота в магматических процессах. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М., 1975, с. 5–32.

Казачков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., 1976. 237 с.

Казачков А.Н. Ладжская серия Балтийского щита. — В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977а, с. 79–97.

Казачков А.Н. Синхронный структурный и структурно-метаморфический парагенезис. — В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977б, с. 5–16.

Казачков А.Н. Возрастные отношения складок и интрузивных тел и особенности магматизма на разных этапах структурной эволюции. — В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., 1978, с. 152–165.

Казачков А.Н. Цикл структурного развития раннедокембрийских геосинклинальных комплексов и особенности эндогенных процессов. — В кн.: Тектоника раннего докембрия. Л., 1980, с. 91–102.

Каменцев И.Е., Блюмштейн Э.И. Рентгеновское определение состава и Al-Si упорядочения плагиоклазов. — В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л., 1974, с. 94–100.

- Каменцев И.Е., Сметанникова О.Г. Определение $Al-Si$, упорядоченности и состава полевых шпатов методом порошка. - Зап. ВМО, 1977, вып. 4, с. 476-480.
- Кастрыкина В.М., Фирсова С.О. Характеристика состава метаморфизирующего флюида. - В кн.: Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М., 1982, с. 174-180.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., 1981, 159 с.
- Кляя О.М., Леммлейн Г.Г. Первичные включения газа в кристаллах. - Зап. ВМО, 1961, вып. 3, с. 260-266.
- Коган Р.И., Рубо Г.Л. О применении непараметрических статистик при обработке малых геохимических выборок. - В кн.: Вопросы прикладной геохимии. М., 1971, вып. 2, с. 149-159.
- Козаков И.К. Структурные особенности и метаморфизм докембрийских гранитоидов Сангиленского нагорья Тувы. - Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 154-160.
- Конев А.А., Бекман И.К. О природе газов, выделяющихся при прокаливании горных пород (на примере нефелиновых сиенитов Прибайкалья). - Геохимия, 1978, № 3, с. 390-397.
- Конев А.А., Бекман И.К. К вопросу о корректности интерпретации хроматографических анализов. - Геохимия, 1980, № 1, с. 157-160.
- Коржинский Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов. - В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966, с. 7-14.
- Коржинский Д.С. Взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами. - Зап. ВМО, 1977, вып. 2, с. 173-178.
- Кравцова Е.И. Система альбит-ортоклаз-кварц (вода) при давлении воды от 0 до 10 кбар. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2, с. 5-16.
- Кравцова Е.И. Система альбит-ортоклаз-анортит-кварц (вода) при давлении воды от 0 до 10 кбар. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, с. 5-24.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.; Л., 1963. 249 с.
- Кузнецов А.Д., Эпельбаум М.Б. Изменение эвтектических отношений в кислых расплавах при растворении летучих компонентов. - В кн.: Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М., 1982, с. 180-196.
- Куклей Л.Н. О неоднократных проявлениях тектонических деформаций беломорских гнейсов, выявленных при изучении внутренней структуры Рикотравинской складки. - Геотектоника, 1968, № 5, с. 25-37.
- Куклей Л.Н. Пример наложения складчатости в беломорском комплексе: (Кольский полуостров). - Геотектоника, 1971, № 2, с. 115-118.
- Кумеев С.С. Структурная дифрактометрия полевых шпатов. Элиста, 1973. 210 с.
- Кумеев С.С. Полевые шпаты - петрогенетические индикаторы. М., 1982. 208 с.
- Кумеев С.С., Калинин П.В. Об особенностях структуры гиалофана. - В кн.: Полевые шпаты в процессе пороодообразования. Элиста, 1980, с. 82-97.
- Кумеев С.С., Каменев Е.Н. Полевые шпаты одной из древнейших областей Земли: (Земля Эндерби). - В кн.: Полевые шпаты в процессе пороодообразования. Элиста, 1980, с. 17-35.

Лазарев Ю.И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 50–64.

Летников Ф.А. О явлениях инверсии флюидных систем в магматическом процессе. — В кн.: Флюиды в магматических процессах. М., 1982, с. 242–253.

Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Г.П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск, 1981. 185 с.

Летников Ф.А., Медведев В.Я., Иванова Л.А. Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами. Новосибирск, 1978. 151 с.

Летников Ф.А., Шкарупа Т.А. Методическое руководство по хроматографическому анализу воды и газов в горных породах и минералах. Иркутск, 1977. 25 с.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Афанасьева Л.И. Химический состав ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. — Геохимия, 1972, № 3, с. 355–361.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова Л., 1974. 208 с.

Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 1. М., 1980. 285 с.

Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплава/Т.Ю. Базарова, И.Т. Бакуменко, В.П. Костюк, Л.И. Панина, В.С. Соболев, А.И. Чепуров. Новосибирск, 1975. 258 с.

Малинин С.Д. Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. М., 1979. 112 с.

Малов Н.Д. Друзиты Беломорья — специфический комплекс магматических пород раннего докембрия. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. М., 1974, с. 212–217.

Малов Н.Д., Шарков Е.В. Состав исходного расплава друзитового комплекса Беломорья. — Геохимия, 1978, № 7, с. 1032–1040.

Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Распределение элементов между сосуществующими роговыми обманками и биотитами из гранитоидов различных фаций глубинности. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. 239–249.

Мануйлова М.М., Зарубин В.В., Михайлова Ю.И. Использование составов сосуществующих роговых обманок и биотитов для выделения различных по глубинности фациальных серий метаморфических пород. — Зап. ВМО, 1978, вып. 1, с. 65–80.

Маракушев А.А. Зависимость степени окисления элементов от щелочности растворов и магм. — ДАН СССР, 1982, т. 263, № 4, с. 971–975.

Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20–37.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., 1971. 328 с.

Мельник Ю.П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев, 1978. 152 с.

Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 93–109.

Миллер Ю.В. Структурные ряды, структурная шкала, деформационные и тектоно-метаморфические циклы. — В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977, с. 19–26.

- Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л., 1982. 160 с.
- Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М., 1965. 482 с.
- Миц М.В., Чудинова В.Е., Королев Ю.К., Кумеев С.С. Полевые шпаты мигматитов и гранитов Мурманского блока (Кольский полуостров): структурно-фазовая характеристика, термодинамические параметры, геологическая интерпретация. - В кн.: Вопросы изоморфизма и генезиса минеральных индивидов и комплексов. Элиста, 1977, с. 12-14.
- Миროнова О.Ф., Наумов В.Б. Источники метана и других углеводородов при анализе газово-жидких включений. - В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М., 1978, с. 241-243.
- Мигрофанов Ф.П., Козаков И.К. Применение методов структурного анализа к расчленению докембрийских гранитоидных образований. - В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., 1978, с. 165-171.
- Московченко Н.И. Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя. Л., 1982. 161 с.
- Наумов Г.Б., Миროнова О.Ф., Наумов В.Б. Соединения углерода во включениях гидротермальных кварцев. - Геохимия, 1976, № 8, с. 1135-1146.
- Нгуй Т.Н., Седова И.С., Каменцев И.Е. Структурное состояние плагиоклазов гранитоидов и метаморфических пород в связи с условиями их образования. - Зап. ВМО, 1979, вып. 3, с. 294-306.
- Никитина Л.П., Хильтова В.Я. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. - В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского шита. М., 1965, с. 111-119.
- Никольский Н.С. Термодинамика минеральных равновесий базитов. М., 1978. 178 с.
- Никольский Н.С. Параметры равновесия флюидных систем. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2, с. 21-34.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим метаморфизма. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 12, с. 46-60.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., 1973. 318 с.
- Пизнюр А.В. Основы термобарогеохимии. Львов, 1973. Ч. 1, 84 с.; Ч. 2, 106 с.
- Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия редких элементов метаморфических серий докембрия. Л., 1967. 180 с.
- Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома. Л., 1979. 127 с.
- Путеводитель геологической экскурсии по Южной Карелии / В.А. Глебовицкий, А.И. Голубев, А.Н. Казаков, В.С. Куликов, Ю.В. Нагайцев, С.И. Рыбаков, А.П. Светов, А.И. Светова, Л.П. Свириденко, И.С. Седова, А.С. Синдеев, В.Д. Слосарев, А.Л. Харитонов. Л., 1981. 112 с.
- Раннедокембрийские гранитоидные формации / Ф.П. Митрофанов, Е.В. Кравцова, М.М. Мануйлова, В.М. Шемякин, К.А. Шуркин, Ю.В. Подольский, Р.И. Милькевич, И.С. Седова. Л., 1975. 292 с.
- Реддер Э. Лабораторные исследования включений в минералах гранитных блоков о-ва Вознесения и их петрологическое значение. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., 1970, т. 2, с. 247-259.

Рейф Ф.Г. О причинах существования различных схем гомогенизации расплавных включений. — В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразования. М., 1978, с. 34-40.

Романчев Б.П., Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Экспериментальное изучение включений ликвидационного типа в минералах. — Геохимия, 1972, № 10, с. 1307-1310.

Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., 1975. 232 с.

Саранчина Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия: (на примере Приладожья и других областей). Л., 1972. 128 с.

Саранчина Г.М., Лыгина В.В. Чарнокиты Западного Приладожья. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с. 139-144.

Седова И.С. Термодинамические условия формирования некоторых метаморфических образований по данным изучения минералообразующих сред. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 182-191.

Седова И.С. Определение $P-T$ параметров метаморфизма по данным изучения включений минералообразующих сред. — В кн.: Термо- и барометрия метаморфических пород. Л., 1977, с. 138-173.

Седова И.С. Термодинамический режим формирования ультраметаморфогенных гранитоидов умеренно высоких давлений. — В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М., 1978, с. 66-74.

Седова И.С., Глебовицкий В.А. Закономерности формирования ультраметаморфогенных гранитоидов в условиях амфиболитовой фации. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981, с. 144. (Тезисы докл. У1 Всесоюз. петрограф. совещ.).

Седова И.С., Глебовицкий В.А. Мигматизация и гранитообразование при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа: (на примере ладожской серии). — ДАН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 431-434.

Седова И.С., Глебовицкий В.А. Пути развития ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой фации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 2, с. 46-60.

Седова И.С., Глебовицкий В.А., Дюфур М.С. Флюидный режим и геохимия процессов ультраметаморфогенного гранитообразования: (на примере некоторых регионов Центрального Памира). — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 121-130.

Седова И.С., Дук Г.Г. Особенности состава биотитов гранитоидов южного обрамления Алданского щита. — Зап. ВМО, 1970, № 4, с. 399-410.

Седова И.С., Московченко Н.И. Гранитоиды. — В кн.: Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л., 1977, с. 178-211.

Седова И.С., Нгуй Т.Н., Каменцев И.Е. Структурное состояние $K-Na$ полевых шпатов мигматитов и ультраметаморфогенных гранитоидов в связи с условиями их образования. — Зап. ВМО, 1982, вып. 5, с. 514-527.

Смирнова В.С., Бабошин В.А. Геологическое строение, метаморфизм и пегматитоносность архейских образований Юго-Западного Беломорья. М., 1967. 246 с.

Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. М., 1969. 116 с.

Соседко Т.Н. Рентгеновский экспресс-метод определения степени упорядоченности полевых шпатов. — В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л., 1974, с. 115-118.

С т е н а р ь М.М. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района: (Западное Беломорье). - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, Петрозаводск, 1969, вып. 4, с. 38-48.

С т е н а р ь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии: (Беломориды Западного Беломорья). - Геотектоника, 1972, № 5, с. 42-52.

С т е н а р ь М.М., В о л о д и ч е в О.И. К вопросу о реликтовой фации регионального метаморфизма в Западном Беломорье. - В кн.: Региональный мегаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 137-142.

С у д о в и к о в Н.Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья: (Гранитизация пород Беломорья). - Труды Ленингр. геол. упр., 1939, вып. 19, 87 с.

С у д о в и к о в Н.Г. Тектоника, мегаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4, М.; Л. 312 с.

С у д о в и к о в Н.Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения: (По материалам исследований в Карелии). - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1955, вып. 5, с. 97-174.

С у д о в и к о в Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964. 550 с.

С у д о в и к о в Н.Г., Г л е б о в и ц к и й В.А., Д р у г о в а Г.М., К р ы л о в а М.Д., Н е е л о в А.Н., С е д о в а И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., 1965. 290 с.

С ы с т р а Ю.И. О складчатых структурах района Пиземское озеро-Каменные озера: (Западное Беломорье). - ДАН СССР, 1972, т. 202, № 5, с. 1155-1158.

С ы с т р а Ю.И. Структура и тектоническое развитие района Каменные озера: Пиземское озеро. - Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М., 1975. 24 с.

Т а к е н о у ч и С., К е н н е д и Дж. К. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях. - В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., 1968, с. 137-149.

Т е к т о н и к а восточной части Балтийского щита. Л., 1974, с. 288.

Т е р м о д и н а м и ч е с к и й режим метаморфизма. Л., 1976. 339 с.

Т е р м о - и барометрия метаморфических пород / В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова, С.П. Екимов, Л.М. Крижанский, М.Д. Крылова, А.В. Маслеников, Н.И. Московченко, Л.П. Никитина, Э.З. Ошерович, Л.А. Прияткина, И.С. Седова, К.К. Христофоров. Л., 1977. 207 с.

Т о м и л е н к о А.А., Ч у п и н В.П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск, 1983. 201 с.

У ш а к о в а Е.Н. Биотиты метаморфических пород. Новосибирск, 1971. 346 с.

У ш а к о в а Е.Н. Биотиты магматических пород. Новосибирск, 1980. 327 с.

Ф л ю и д н ы й режим земной коры и верхней мантии / Ф.А. Летников, И.К. Карпов, А.И. Киселев, Б.О. Шкандрий. М., 1977. 216 с.

Ф л ю и д н ы й режим метаморфизма / А.Ф. Летников, В.А. Глебовицкий, И.С. Седова, Н.В. Вилор, М.А. Ярошук, В.М. Костричкина, В.А. Макрыгина, Г.М. Другова, А.П. Семенов. М., 1980. 192 с.

Х а р и т о н о в Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Л., 1966. 312 с.

- Харитонов А.Л. Постгладжские деформации в гранито-гнейсовых куполовидных структурах Северного Приладожья. — Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук, Л., 1971. 22 с.
- Харман Г. Современный факторный анализ. М., 1972. 486 с.
- Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма / В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова, Н.И. Московченко, О.И. Володичев, Л.В. Климов, Л.А. Прияткина, И.С. Седова, Р.И. Милькевич, Ю.В. Миллер, Т.Е. Савельева. Л., 1978. 285 с.
- Чупин В.П., Томиленко А.А., Бакуменко И.Г., Шугурова Н.А. Раскристаллизованные включения в кварце авточтонных гранитов и мигматитов алданского метаморфического комплекса и их петрологическое значение. — В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Новосибирск, 1975, с. 14–27.
- Шемякин В.М. Раннедокембрийская формация интрузивных черно-китов Балтийского щита. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1972, № 9, с. 40–45.
- Шемякин В.М. Чернокитоиды раннего докембрия. Л., 1976. 179 с.
- Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезис мигматитов. Новосибирск, 1976. 223 с.
- Шуркин К.А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7, с. 74–108.
- Шуркин К.А. Магматизм архея Северо-Западного Беломорья. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 696–698.
- Шуркин К.А. Морфологические типы мигматитов и методика картирования мигматитовых полей. — В кн.: Петрология и формационное деление Русской платформы. Киев, 1966, с. 25–28.
- Шуркин К.А., Зингер Т.Ф., Котов А.Б., Митрофанов Ф.П., Корсаков В.Н., Лобанов К.В. Петрогенетическая связь мигматитов и пегматитов Беломорья. — В кн.: Геология и генезис пегматитов. Л., 1983, с. 145–155.
- Эволюция вещества при ультраметаморфизме / М.Д. Крылова, И.С. Седова, И.Н. Крылов, С.С. Глебовский, В.А. Галибин. Л., 1972. 179 с.
- Эволюция метаморфических поясов альпийского типа: (Центральный Памир) / В.А. Глебовицкий, И.С. Седова, М.С. Дюфур, Ю.В. Миллер, Г.М. Другова, Е.И. Кравцова. Л., 1981. 304 с.
- Эз В.В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид. — Геотектоника, 1967, № 3, с. 69–81.
- Эз В.В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ беломорского комплекса архея Балтийского щита. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 74–77.
- Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М., 1978. 191 с.
- Эпельбаум М.Б. Экспериментальное изучение флюидно-магматического взаимодействия. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М., 1979, т. 1, с. 270–285.
- Эпельбаум М.Б., Кузнецов А.Д., Салова Т.П. Сквозьмагматические растворы и их влияние на состав магматических пород. — В кн.: Флюиды в магматических процессах. М., 1982, с. 254–279.
- Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов / К.О. Кратц, В.Я. Хильтова, А.Б. Вревский, А.К. Запольнов, И.Н. Крылов, С.Б. Лобач-Жученко, М.М. Мануйлова, А.П. Платунова. Л., 1981. 164 с.

Gorokhov I.M., Varshavskaya E.S.,
Kutyavin E.P., Lobach-Zhuchenko S.B.
Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga re-
gion, Soviet Karelia. - *Eclogae Geol. Helv.*, 1970, vol. 63,
N 1, p. 39-40.

Hall A. The relationship between geothermal gradient
and the composition of granitic magmas in orogenic belts. -
Contr. Miner. and Petrol., 1971, vol. 32, N 3, p. 186-192.

Hendel E.M., Holister L.S. An empirical
solvus for CO_2 - H_2O - 2.6 wt % saet. - *Geochim. et Cosmoch.*
Acta, 1981, vol. 45, N 2, p. 225-228.

Hovis G.L. A solution calorimetric and X-ray inves-
tigation of Al-Si distribution in monocline potassium feldspars. -
Feldspars Prociding NATO Advance Study Institute, Manches-
ter, 1972, Manchester, 1974, p. 32-33.

Iiyama J.T. Contribution a l'etude des equilibres
subsolvus du systeme ternaire orthoclase-albite-anorthite a
l'aide des reactions d'echange d'ions Na-K au contact d'une
solution hydrothermale. - *Bull. Soc. Franc. miner. et crystallogr.*,
1966, vol. 89, N 4, p. 442-454.

Kouvo O. Kallioperamme ikasuhteasta. - *Geologi*,
1970, 73 p.

Kouvo O., Tilton G.R. Mineral ages from
the Finnish Precambrian. - *Journ. Geol.*, 1966, vol. 74, N 4,
p. 421-442.

Kueller F.J. X-ray intensity measurements on
perthitic materials. - *Journ. Geol.*, 1959, vol. 67, N 6, p. 648-
660; 1960, vol. 68, N 3, p. 307-323.

Luth W.C. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - SiO_2 and KAlSi_3O_8 -
 SiO_2 to 20 kb and the relationship between H_2O content, $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$
and P_{total} in granitic magmas. - *Amer. Geol. Sci.*, 1969, A 267,
Schairer vol., p. 325-341.

Luth W.C., Tuttle O.F. The alkali feldspar sol-
vus in the system Na_2O - K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . - *Amer. miner.*,
1966, vol. 51, N 9-10, p. 1359-1373.

Orville P.M. Alkali ion exchange between vapour
and feldspar phase. - *Amer. Journ. Sci.*, 1963, vol. 261, N 3,
p. 201-237.

Piwnskii A.I., Wyllie P.Y. Experimental
studies of igneous rock series: „Felsic Body Suite" from the
Needle Point pluton, Wallowa batholith, Oregon. - *Journ. Geol.*,
1970, vol. 78, N 1, p. 52-76.

Sakkio M. Varhais - Karijalaisten metadiabaasien ra-
diometrisia zircon-ia. - *Geol.*, 1971, vol. 23, N 9, p. 117-118.

Simonen A. Plutonic rocks of the Svecofennides
in Finland. - *Bull. Com. Geol. Finl.*, 1960, N 189, 101 p.

Slemmons D.B. Observation on order-disorder
relation of natural plagioclases. - *Norsk. Geol. Tidd.*, 1962,
Bd 42, N 2, S. 555-566.

Stephenson N.C.N. Coexisting hornblendes and
biotites from Precambrian gneisses of the south coast of Wes-
tern Australia. - *Lithos*, 1977, vol. 10, N 1, p. 9-27.

Thompson J.B., Waldbaum D.R., Hovis G.L. Thermodynamic properties related to ordering in end-member alkali feldspars. - Feldspars Proceeding NATO Advance Study Institute, Manchester, 1972, Manchester, 1974, p. 49-51.

Touret J. Le facies granulite on Norvege Meridional, II Les inclusions fluides. - Lithos, 1971, vol. 4, N 4, p. 423-436.

Turner F.J., Weiss L.W. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, 1963, 545 p.

Введение (В.А. Глебовицкий, Ф.П. Митрофанов)	3
Г л а в а I. Мигматиты и гранитоиды беломорского мегакомплекса	11
Основные черты развития (А.Б. Котов, Т.Ф. Зингер, Ф.П. Митрофанов)	11
Структурно-вещественная характеристика мигматитов и гранитоидов (А.Б. Котов, Т.Ф. Зингер)	18
Минералы (М.М. Мануйлова, А.Б. Котов, С.С. Кумеев)	41
Петрохимия (Т.Ф. Зингер, А.Б. Котов, Ф.П. Митрофанов)	48
Включения минералообразующих сред (Л.М. Саморукова)	71
Состав флюида (Л.М. Саморукова)	79
Эволюция процессов гранитообразования в геологической истории Беломорского мегаблока (А.Б. Котов, Ф.П. Митрофанов)	88
Г л а в а II. Мигматиты и гранитоиды ладожского комплекса	94
Основные черты строения и развития (В.А. Глебовицкий, И.К. Козаков)	94
Стратиграфия	95
Тектоника	96
Метаморфическая зональность	104
Структурная локализация мигматитов и гранитоидов (В.А. Глебовицкий, И.К. Козаков, И.С. Седова)	108
Распределение жильного материала мигматитов (И.С. Седова)	119
Петрография (И.С. Седова)	126
Минералы (И.С. Седова, К.В. Орловская)	131
Калиевые полевые шпаты	131
Плагиоклазы	135
Биотиты	138
Петрохимия (И.С. Седова, В.А. Глебовицкий)	151
Жильный материал мигматитов	158
Интрузивные гранитоиды	181
Общие закономерности эволюции состава гранитоидов	187
Включения минералообразующих сред (И.С. Седова, Л.М. Саморукова)	189
Жильный материал мигматитов	189
Интрузивные гранитоиды	197
Состав флюида (И.С. Седова, Л.М. Саморукова, В.А. Глебовицкий)	199
Метаморфические породы и жильный материал мигматитов	199
Интрузивные породы	201
Общие закономерности эволюции состава флюида	209
Эволюция процессов гранитообразования в геологической истории ладожского комплекса (В.А. Глебовицкий, И.С. Седова)	217
Г л а в а III. Петрология гранитоидов зон ультраметаморфизма различных термодинамических режимов	226

Эволюция состава гранитоидов различных петрогенетических типов (В.А. Глебовицкий, Д.П. Крылов, И.С. Седова)	226
Жильный материал мигматитов и интрузивные гранитоиды беломо- ского мегакомплекса	227
Жильный материал мигматитов ладожского комплекса	241
Интрузивные гранитоиды ладожского комплекса	255
Выводы	265
Флюидный режим гранитообразования (В.А. Глебовицкий, И.С. Седо- ва, Д.П. Крылов)	270
Основные закономерности гранитообразования (В.А. Глебовицкий, Ф.П. Митрофанов, И.С. Седова)	289
Литература	298

МИГМАТИЗАЦИЯ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ
В РАЗЛИЧНЫХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМАХ

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Т.П. Жукова

Художник А.Т. Пожванов

Технический редактор О.Б. Мацылевич

Корректор Э.Н. Липпа

ИБ № 21003

Подписано к печати 24.12.84. М-33635. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 19,50. Усл. кр.-отг. 19,62. Уч.-изд. л. 22,64. Тираж 600. Тип. зак. №1695. Цена 3 р. 50 к.

Издательство „Наука“. Ленинградское отделение.
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства „Наука“.
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА“ МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО
ЗАКАЗАТЬ В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

- 117192 Москва, В-192, Мичуринский пр., 12. Магазин „Книга – почтой“
Центральной конторы „Академкнига“;
- 197345 Ленинград, П-345, Петрозаводская ул., 7. Магазин „Книга – почтой“
Северо-западной конторы „Академкнига“;
- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга – почтой“);
- 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
- 320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга – почтой“);
- 734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга – почтой“);
- 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
- 252142 Киев, пр. Вернадского, 79;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга – почтой“);
- 277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга – почтой“);
- 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1;
- 660049 Красноярск, пр. Мира, 84;
- 443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга – почтой“);
- 191104 Ленинград, Литейный пр., 57;
- 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
- 199034 Ленинград, 9 линия, 16;
- 220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга – почтой“);
- 103009 Москва, ул. Горького, 8;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный пр., 51;
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга – почтой“);
- 142292 Пушкино Московской обл., МР „В“, 1;
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга – почтой“);
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга – почтой“);
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18,
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга – почтой“);
- 450025 Уфа, Коммунистическая ул., 49;
- 720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга – почтой“);
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга – почтой“).

3 р. 50 к.

4394



Издательство ·Наука·
Ленинградское отделение