

М. Д. ДОРФМАН

**К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ
ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА**

Интерес к Хибинскому щелочному массиву вызван не только уникальными по запасам месторождениями апатита, но и своеобразным, часто неповторимым комплексом разнообразных по составу минералов. Вместе с изучением этой интересной минерализации возникла и проблема генезиса пегматитовых жил, содержащих эти минералы.

Исследования, проводившиеся в Хибинах под руководством А. Е. Ферсмана начиная с 1920 г., к 1937 г. нашли отражение в известной книге «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Основное внимание в ней уделяется результатам детальных минералогических исследований, кроме того, приводятся краткая характеристика и классификация пегматитовых тел. В основу классификации положен геохимический принцип, разработанный А. Е. Ферсманом для гранитных пегматитов. Выделено 19 типов пегматитов по преобладающим комплексам минералов. В эту чисто минералогическую классификацию вошли и жильные образования. Некоторые из них ни по сходству с вмещающими породами, ни по размеру зерен (размер зерен намного меньше, чем у вмещающих пород), ни по структурным особенностям не отвечают характерным признакам пегматитов.

В 1949 г. Хибины снова оказались в центре внимания исследователей. Начался новый этап систематического изучения пегматитовых тел и минералов в разных комплексах пород массива. При этом особое внимание уделялось изучению их внутренней структуры. Так, Л. С. Бородиным были детально исследованы пегматиты фойяитов, Ю. С. Слепневым — пегматиты риччорритов, И. П. Тихоненковым — пегматиты хибинитов и риччорритов северо-восточной части Хибин, М. Д. Дорфманом — пегматиты ийолит-уртитов, Л. Л. Шилиным — пегматиты риччорритов центральной части массива.

Наиболее интересна классификация пегматитов, предложенная Л. С. Бородиным (1957). В качестве основного принципа классификации он принимает концентрацию главных компонентов пегматита, определяющих характерные особенности химизма процесса образования щелочных пегматитов: $(K+Na) : Al$, $Si : Al$ и $FeO : MgO : Fe_2O_3$. Указанный автор, исходя из этого, выделил две большие группы пегматитов: полевошпатовые и нефелин-полевошпатовые. Среди них в зависимости от преобладания одного из цветных минералов он различает пять основных видов пегматитов: ильменит-микроклиновый, арфведсонит-микроклиновый, эгирин-микроклиновый, нефелин-микроклиновый с арфведсонитом, нефелин-микроклиновый с эгирином и арфведсонитом.

Л. С. Бородин выделяет два генетически различных типа жил: 1) сингенетичные пегматиты (тип фациальных, или шлировых, и тип жильных),

сравнительно ранние по времени кристаллизации и, следовательно, довольно близкие по составу к вмещающим породам; 2) эпигенетические жилы, резко отличные по составу от вмещающих пород. Этой терминологией в дальнейшем мы и будем пользоваться.

В 1958 г. нами было начато детальное изучение минералогии пегматитовых тел рисчорритов одного из комплексов пород Хибинского щелочного массива. Фактическим материалом для генетических построений послужил ряд детально изученных пегматитовых тел и эпигенетические жилы, описание которых приводится ниже. Для иллюстрации единства процесса минералообразования в Хибинском щелочном массиве даются описания пегматитовых тел и из других комплексов пород.

Хибинский массив нефелиновых сиенитов представляет собой сложное интрузивное тело центрального типа, образовавшееся в несколько фаз. Внедрение магмы происходило последовательно по кольцевым или коническим разломам. Последовательность интрузивных фаз до настоящего времени остается дискуссионной. По Б. М. Куплетскому (1937), периферическая хибинитовая и центральная фойяитовая зоны массива образовались одновременно. Далее внедрялись рисчорриты, пойкилитовые нефелиновые сиениты, ийолит-уртиты и генетически с ними связанные апатит-нефелиновые породы. Завершается процесс формирования массива серией молодых жильных пород. По Н. А. Елисееву и др. (1939), фойяиты являются не ранней, а поздней стадией образования массива; за ними следуют жильные породы.

Каждый из главных интрузивных комплексов пород массива, как неоднократно отмечали исследователи, характеризуется определенным типом пегматитов. Но если горные породы отличаются друг от друга по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу, то пегматиты различных комплексов сходны в структурно-текстурном отношении и имеют в общем одинаковый состав: полевои шпат, нефелин, эгирин, арфведсонит или энigmatит, а также эвдиалит, сфен и др.

Ранее считалось, что пегматиты рисчорритовой полосы богаче минералами, чем пегматиты других комплексов Хибинского массива. Нами установлено, что в целом пегматиты из рисчорритов однотипны и, как правило, бедны минералами. Наибольшим разнообразием минералов отличаются лишь тела, приуроченные к ослабленным тектоническим зонам. Обычно в них широко проявлены все стадии замещения и неоднократного наложения. Поэтому среди сотен пегматитовых тел лишь единичные жилы или отдельные пегматитовые поля являются полиминеральными. Выводы, которые следуют из анализа фактического материала по изучению пегматитовых и эпигенетических тел рисчорритов, могут иметь общее значение для генезиса аналогичных образований всего Хибинского щелочного массива.

Краткая характеристика рисчорритов. Рисчорриты — разновидности нефелиновых сиенитов пойкилитовой структуры нефелина и анортоклаза. Интрузия рисчорритов сформировалась в две субфазы, внедрившись по кольцевому разлому (Галахов, 1959). В первую из них образовалась полнокольцевая интрузия массивных рисчорритов в виде обрамленной хибинитами дуги, стянутой к центру и открытой к востоку. Во вторую субфазу сформировалась неполнокольцевая интрузия массивных гнейсовидных и трахитоидных рисчорритов, залегающих между хибинитами и ийолит-уртитам.

Характерной минералогической особенностью рисчорритов, кроме пойкилитовой структуры, является большое разнообразие темноцветных (лепидомелан, эгирин, эгирин-диопсид, астрофиллит, арфведсонит), обнаруживающих значительные колебания в соотношениях, при довольно постоянном составе полевои шпата, принадлежащего к анортоклазу.

Средний состав (в %) рисчорритов полнокольцевой интрузии, базирующийся на многочисленных количественно-минералогических подсчетах, следующи-

щий: полевой шпат 49,8, нефелин 33,3, цветные минералы (широксен, лепидомелан, амфибол, астрофиллит, лампрофиллит) 15,7, акцессорные минералы 1,2. Соотношение нефелина и полевого шпата в этих рисчорритах не превышает 1 : 1,5. В качестве акцессорных минералов наблюдаются эвдиалит, сфен, пектолит, рудный минерал, апатит, реже минерал группы ринколита.

Количественно-минералогический состав всех разновидностей рисчорритов неполнокольцевой интрузии более или менее постоянный (в %) : полевой шпат 65,4, нефелин 24,1, темноцветные компоненты (эгирин, лепидомелан, арфведсонит) 8,8, второстепенные (пектолит, сфен, юкспорит, рудный минерал) 1,7. Соотношение нефелина и полевого шпата довольно постоянно и составляет в среднем 1 : 2,7 (Галахов, 1959).

Пегматитовые тела и эпигенетические жилы

При описании пегматитовых тел Хибинского щелочного массива многие исследователи относили к пегматитам эгирин-астрофиллитовые, эгириновые, ринколит-ловчорритовые, натролитовые и другие жильные тела, содержащие акцессорную редкометалльную минерализацию. Однако эти жилы, как установлено нашими работами, образуются не в позднюю стадию магматического процесса, а в постмагматическую. Трудности разделения жил на собственно пегматитовые тела и постмагматические — эпигенетические жилы заключаются в том, что среди этих жил, образовавшихся после пегматитов, часто встречаются те же минералы, что и в пегматитах. На это обстоятельство мы обратили внимание еще в начальный период работ при изучении жильных образований в рисчорритах и в дальнейшем при исследовании все встречаемые жильные тела строго дифференцировали на два генетических типа.

В отличие от гранитных пегматитов, где могут иметь место критические явления и поэтому представляется возможным выделить магматическую, пневматолитовую и гидротермальную стадии, в пегматитах щелочной магмы четкую границу между этими стадиями провести нельзя. Здесь отсутствуют обычные для кислых пород явления типа грейзенизации, околожильных изменений и ряд других, т. е. этапы, характерные для пневматолитовых погоней. Между тем щелочная магма содержит фтор, хлор, углекислоту, воду, которые в процессе кристаллизации входят в ряд минералов на разной стадии кристаллизации расплава-раствора.

О. Ф. Татл (1961), изучая равновесие в системе $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, показал, что при низком давлении в присутствии водяного пара (1000 кг/см^2) жидкость содержит свыше 30% воды: «Разумная экстраполяция величин, полученных экспериментальным путем, приводит к жидкостям, богатым силикатами калия (или натрия. — М. Д.) и водой. Эти жидкости настолько близки к тем, которые, как известно, проявляют непрерывную смесимость с водой, что почти нет сомнения в том, что сходные отношения существуют и в тех случаях, когда жидкости содержат небольшие количества глинозема. Из этого следует, что жидкости, состоящие первоначально из кварца и ортоклаза, но имеющие избыток калия (или натрия. — М. Д.) по сравнению с отношениями калия к глинозему в ортоклазе (или натрия к глинозему в альбите. — М. Д.), должны при кристаллизации под давлением в присутствии воды образовывать остаточные жидкости, непрерывно смешивающиеся с водой» (стр. 648—649). В пределах тройной системы $Ab-Or-Q$ О. Ф. Татл разделяет богатую кремнеземом часть на два объема: «В одном из них жидкости содержат избыток глинозема по сравнению с отношением щелочи — глинозем в полевых шпатах; другой включает составы, в которых щелочи превышают те количества, которые нужны для образования полевых шпатов» (стр. 649). При фракционной кристаллизации жидкости в щелочной части системы $Ab-Or-Q$ образуются остаточные растворы, богатые калием и натри-

ем. В них наблюдается непрерывное смешение с водой, как в системах $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ и $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.

И. А. Островский (1956) на основании изучения растворимости воды в щелочно-железистом расплаве полагает, что в щелочных породах агпаитового ряда при избытке щелочей на конечных стадиях магматической дифференциации расплав способен растворять большое количество H_2O и поэтому переход от магматической стадии к гидротермальной не будет сопровождаться выделением большого количества воды в газовую фазу. Л. Н. Когарко (Когарко, Гуляева, 1965) в результате детального геохимического исследования Ловозерского щелочного массива и анализа литературных физико-химических и экспериментальных данных приходит к выводу, что для летучих (F, Cl) характерна тенденция растворения в щелочном расплаве и, следовательно, при повышенной щелочности отделение летучих от расплава-раствора будет затруднено.

Таким образом, исходя из этих экспериментальных данных, полученных при давлении пара 1000 кг/см^2 , что примерно соответствует глубине 3 км, можно сделать вывод о преобладании суммы щелочей над глиноземом в остаточном расплаве-растворе агпаитового состава. При содержании летучих и воды в пегматитах щелочного комплекса пневматолитовая стадия как этап процесса отсутствует, и границу между магматическими и собственно гидротермальными образованиями провести трудно. Щелочная среда, в которой отделение F и Cl затруднено даже при более низких температуре и давлении, также способствует такому характеру процесса. Об этом свидетельствует поведение солей типа виллиомита (NaF) или шайрерита (Na_3FSO_4), которые с повышением температуры теряют способность к растворению (Когарко, Гуляева, 1965).

В свете этих данных подразделение щелочного пегматитового процесса на четыре стадии: магматически-флюидальную, флюидально-газовую, флюидально-гидротермальную, гидротермальную, как это было сделано К. А. Власовым и др. (1959), по-видимому, нуждается в уточнении.

Как известно, пегматиты — это шпироподобные, жильные, линзовидные или неправильной формы тела, у которых минеральный состав близок к составу окружающих пород; структура грубозернистая, часто гигантозернистая; строение закономерное или зональное; минерализация повышенная по сравнению с материнской породой.

В рисчорритах по морфологическим признакам выделяются два подтипа крупно- или гигантозернистых пегматитов: шпировые и жильные. По составу главных минералов в них различаются два вида: существенно полевошпатовые, почти мономинеральные, иногда с подчиненным количеством нефелина и полевошпат-нефелиновые. В каждом из них по отдельным типоморфным минералам можно выделить ряд подвидов: с энигматитом, с эгирином, с арфведсонитом, с эвдиалитом, с дельхайелитом, с ильменитом.

Шпировые пегматиты имеют более или менее изометричную форму, размер их достигает 3—5, редко 10 м. От жильных пегматитов они отличаются несколько более крупным или гигантским размером зерен. Переходы пегматитов к вмещающим породам достаточно резки, контактовые зоны имеют мощность до 1—3 см.

Жильные пегматиты, как правило, маломощные (не более 1 м) и прослеживаются иногда по простиранию до 80 м. Выделяются крутопадающие и пологопадающие. Последние приурочены главным образом к центральной части рисчорритовой полосы, а первые — к приконтактовым зонам. Пегматиты приконтактовых зон обладают полосчатым строением. Они полевошпатовые с пироксеном, иногда с эвдиалитом. Особенность их строения заключается в многократном чередовании полос существенно меланократового и лейкократового состава.

Особое место занимают пегматитовые жилы в цирке Петрелиуса близ

контакта с хибинитами. Здесь среди рисчорритов выделяются своеобразные нефелиновые сиениты типа жильной породы, полосчатые, с такситовой структурой. Эта порода мелко- или среднезернистая, с переменным содержанием темноцветных, в отдельных частях обогащена эвдиалитом. В ней выделяются два вида пегматитов. Преобладающий, среднезернистый, по составу близкий к вмещающим породам, — полевошпат-нефелиновый с эвдиалитом. Мощность жил до 20 см, протяженность до 10—15 м. Другой вид — крупнозернистый мощностью до 60 см, по составу нефелин-полевошпатовый с эгирином. В первом виде нефелин розовый, шпреушейнового облика, замещается тончайшим агрегатом натролита, во втором — нефелин остается свежим. Вся породу, в том числе и пегматиты, местами секут тонкие (до 3—5 см) прожилки ринколита, имеющие явно более поздний наложенный характер.

Процессы замещения в пегматитах иногда приводят к почти полному их изменению, в результате чего от первичного комплекса минералов остаются только небольшие реликты. В то же время отдельные поздние стадии процесса часто проявляются самостоятельно вне пегматитовых тел и образуют жилы иного состава, чем вмещающие породы и их пегматиты. В соответствии с классификацией, предложенной Л. С. Бородиным (1957), мы называем их эпигенетическими жилами. Эти постмагматические эпигенетические образования кроме жил могут иметь также форму тел неправильных очертаний.

По главным минералам выделяются следующие типы эпигенетических жил: эгирин-нептунитовые, эгириновые, астрофиллит-эгириновые, апатит-эгириновые, юкспорит-пектолитовые, ловчоррит-ринколитовые, цеолитовые: а) натролитовые и натролит-апофиллитовые, б) томсонит-кальцитовые.

Развитие процесса замещения связано не только с переработкой первичного комплекса минералов, но и с привнесом вещества. Это приводит к усложнению внутренней структуры пегматита, а во вмещающих породах — к образованию самостоятельных эпигенетических жил, количество которых находится в прямой зависимости от тектонической обстановки участка массива. Чем интенсивнее проявляется дизъюнктивная тектоника, тем разнообразнее в пегматитах процессы наложения и тем больше возможностей для появления эпигенетических жил. Это хорошо видно на участке Эвдиалитовой перемычки на горе Куэльпор, на пегматитовом поле горы Юкспор (полиминеральные жилы) и особенно на горе Эвслогчорр, где мощная, длиной более 5 км ослабленная зона несет ринколитовое оруденение вне связи с пегматитами и является часто секущей по отношению к пегматитам.

Ниже приводится описание наиболее типичных и интересных пегматитовых тел и эпигенетических жил зоны рисчорритов.

Жильные проявления зоны рисчорритов. Пегматитовые тела и эпигенетические жилы в пределах интрузивного комплекса рисчорритов распространены весьма неравномерно. Наибольшее количество их отмечается в центральной части Хибин в приконтактной зоне рисчорритов с фойяитами, на горе Эвслогчорр, Юкспор, в южной части Кукисвумчорра, а также на Куэльпоре, в районах Эвдиалитовой и Цирконовой перемычек. Отдельные разрозненные тела пегматитов установлены на Кукисвумчорре, Расвумчорре и Поачвумчорре. Единичные мелкие пегматитовые выделения встречаются изредка в северной части рисчорритовой полосы.

Гора Юкспор. Жильные проявления полнокольцевой интрузии рисчорритов горы Юкспор изучались Н. Н. Гутковой (1934) и описаны ею как пегматиты. По нашим представлениям, здесь развиты не только собственно пегматиты, но и ассоциации минералов стадии замещения и самостоятельные эпигенетические жилы. Встречаются пегматиты обоих типов: полевошпат-нефелиновые, иногда с натролитом, а также полевошпатовые с эгирином и поздними эгирином с астрофиллитом или юкспоритом.

Первые имеют существенно нефелиновый состав, иногда с небольшим количеством полевого шпата и лепидомелана, заместившего темноцветные минералы. Пегматиты часто неправильной формы, значительного протяжения и варьирующей мощности.

Довольно широко распространены полевошпат-нефелиновые пегматиты с натролитом, иногда в ассоциации с флюоритом и шабазитом, а также с небольшим количеством других низкотемпературных минералов: пектолита, юкспорита, сфалерита, пирротина, галенита.

Примером генетически сложного образования является жилоподобное пегматитовое тело в долине Гакмана. Полевошпатовая жила с эгирином находится в мелкозернистом эгириновом сиените, постепенно переходящем в слюдяной. В результате позднего процесса, захватившего и собственно пегматитовое тело, и вмещающие его породы, нефелин и полевой шпат пегматита заместились агрегатом крупных кристаллов натролита. В них в свою очередь заключены мелкие кристаллики флюорита и волокнистого, почти бесцветного эгирина. Иногда кристаллы натролита встречаются в пустотах разрушенного эгирина. Во вмещающих породах интенсивность процесса натролитизации по мере удаления от пегматита постепенно затухает.

Довольно обычны в зоне рисчорритов полевошпатовые жилы с эгирином, которые нередко образуют серию сближенных жил. Они располагаются как в ийолит-уртиках, граничащих с рисчорритами, так и в самих рисчорритах. Эти жилы бедны минералами. Зальбанды их сложены анортклазом, внутренняя часть — наложенным тонковолокнистым зеленым эгирином, иногда в ассоциации с кристаллами буро-розового сфена и агрегатом волокнистого астрофиллита.

Заметно развиты в зоне рисчорритов самостоятельные эпигенетические астрофиллитовые жилы. В них преобладает волокнистый астрофиллит, реже встречается крупнопластинчатый, местами собранный в звезды. Часто наблюдаются системы астрофиллит-эгириновых жил мощностью до 50 см и протяженностью до 30—40 м.

Эпигенетические пектолит-юкспоритовые жилы наиболее широко распространены в районе обогащения рисчорритов лепидомеланом. Встречаются эгирин-юкспоритовые и юкспоритовые разновидности, мощность жил 3—15 см, длина 1—10 м. Все они широтного или близкого к нему простирания.

Пегматиты полевошпат-нефелиновые с эгирином в виде жил мощностью до 2 м прослеживаются по простиранию до 20—30 м. Внутренняя часть жил обнаруживает позднюю наложенную минерализацию: пектолит, юкспорит, лепидомелан, астрофиллит. Они встречаются главным образом на склоне Юкспора в долине Гакмана, на склонах Юкспора, обращенных к долине Лопарской, на перевале Лопарском, в долине Вуоннемиока.

В устье долины Гакмана в микроклин-эгириновом пегматите среди интенсивно цеолитизированных участков и вмещающих рисчорритов в тонкоигльчатом эгирине наблюдается графит.

Пегматиты, генетически связанные с неполнокольцевой интрузией рисчорритов на Юкспоре, тяготеют к гнейсовидно-трахитоидным их разновидностям. Впервые они были изучены Н. Н. Гутковой (1934), М. С. Афанасьевым и Е. А. Салье (1935), позднее В. Ф. Барабановым (1960). В результате детального исследования этих пегматитов Ю. С. Слепнев объединил их в единое пегматитовое поле.

Пегматиты представлены жилами, прослеживающимися по простиранию до 500—700 м. Форма их в плане обычно четковидная с характерным чередованием раздувов и пережимов. Мощность колеблется от нескольких сантиметров до 4—5 м, преобладает 0,7—1,5 м; часты тонкие ветвящиеся апофизы и ксенолиты вмещающих пород неправильной или остроугольной формы.

Жилы крупнозернистые, участками от средне- до мелкозернистых. Сложены они главным образом минералами собственно пегматитового процесса: микроклином (30—40 до 80%) и эгирином, а также арфведсонитом, энigmatитом, нефелином, эвдиалитом, ферсманитом, ильменитом. К стадии замещения пегматитов относятся гакманит, канкринит, лепидомелан, альбит, натролит, катаплеит, циркон, минералы группы эльпидита-эвидимита, анальцит, астрофиллит. К эпигенетической стадии принадлежат астрофиллит, пектолит, лопарит, рамзаит, натролит, шизолит, уссингит, апофиллит, флюорит, кальцит, галенит, халькопирит, пирротин и др. Минералы двух последних стадий процесса в пегматите распределены неравномерно и составляют до 5%.

В пределах пегматитового поля иногда встречаются пегматитовые жилы чисто полевошпатового или существенно нефелинового состава. В большинстве из них минералы распределены незакономерно. Лишь в некоторых кажущаяся зональность определяется закономерным распределением продуктов наложения. Так, в раздувах отдельных пегматитовых жил преобладает микроклин, а в местах пережимов — эгирин. Аналогичный по составу эгирин образует и самостоятельные жилы, секущие пегматитовые тела и вмещающие их породы. Так же ведут себя ринколитовые, юкспорит-пектолитовые и цеолитовые образования, которые местами обособляются в самостоятельные гнезда или серии жил и прожилков непосредственно в пегматитах или во вмещающих породах.

В целом пегматитовые тела этого поля более или менее однотипны. Сложное внутреннее строение их и разнообразие минерального состава объясняются приуроченностью пегматитов к участку с беспокойной тектонической обстановкой, где помимо процессов замещения в пегматите широко развиты процессы наложения.

Далее приводится краткое описание наиболее характерных жил по Ю. С. Слепневу.

Пегматитовая жила № 1, крутопадающая, обнажается в эгириновообманковых нефелиновых сиенитах и содержит их ксенолиты. В верхней части жилы наблюдается раздув до 4 м; с глубиной мощность ее падает до 1,5 м. Жила сложена преимущественно крупнозернистым микроклином (до 80%); в ней немного арфведсонита, эгирина, нефелина, эвдиалита, а также поздних: канкринита, гакманита, лепидомелана, лампрофиллита и ловчоррита. Кристаллы микроклина расположены в жиле неравномерно, наиболее крупных размеров они достигают в раздуве. Здесь они сильно раздроблены, перематы и залечены агрегатом эгирина и акцессорного ловчоррита. Больше всего эгирина в контакте с вмещающей породой и вокруг ксенолитов в виде прерывистой и невыдержанной по мощности оторочки (1—7 см). С эгирином оторочки ассоциирует ловчоррит, который образует паутину тонких прожилков, выклинивающихся в направлении к центру жилы. На участках с повышенным количеством игольчатого эгирина встречаются лампрофиллит, сфен и галенит. Крупные кристаллы арфведсонита (длиной до 15—20 см) почти полностью замещены мелкоигольчатым эгирином, а нефелин с периферии — канкринитом или гакманитом.

Пегматитовая жила № 3 прослежена по падению на протяжении 8—9 м (рис. 1). На этом участке она часто разветвляется на ряд маломощных прожилков, которые через несколько метров вновь соединяются, образуя единую жилу мощностью до 0,3—0,4 м. Пегматитовая жила состоит из микроклина (до 50%), эгирина (до 30—40%), а также арфведсонита и эвдиалита. В незначительном количестве в ней присутствуют поздний лампрофиллит и минералы стадии наложения — апатит, ловчоррит, сфен и натролит. Минералы в жиле распределены неравномерно. Кристаллы микроклина дают сростки, в промежутках между которыми встречаются прерывистые скопления мелкокристаллического эгирина, лов-

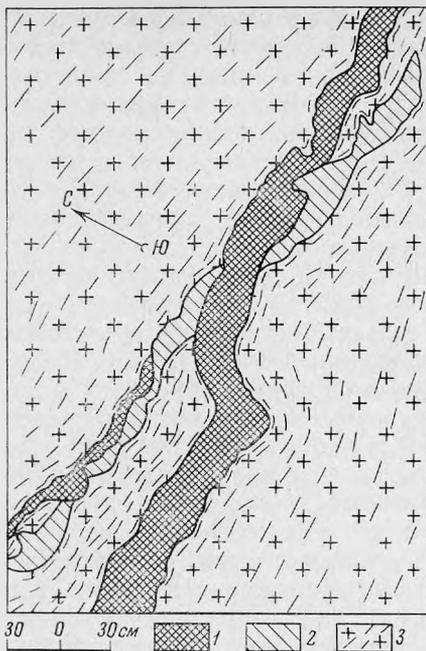


Рис. 1. Пересечение жильного полевошпатового пегматита эгириновой жилы (по Ю. С. Слепневу)

1 — эгирия; 2 — полевой шпат; 3 — мелкозернистый нефелиновый сиенит

чоррита и одиночные мелкие кристаллы медово-желтого сфена и эвдиалита. Во вмещающих породах и в самой пегматитовой жиле встречены прожилки ловчоррит-эгиринового или эгиринового состава.

Гора Кукисвумчорр. По данным Э. М. Бонштедт (1933), на Кукисвумчорре рисчорриты богаты различными пегматитами, однако коренных обнажений сравнительно мало. Среди пегматитовых свалов на северных перемячках горы Кукисвумчорр и в восточной ее части наблюдаются самостоятельные линзы и глыбы ринколита, прожилки которого пронизывают эвдиалит. В большом цирке верховьев р. Лопарской, примыкающем к горе Кукисвумчорр, акцессорный ловчоррит довольно обычен. Видимо, он приурочен к ослабленной зоне, продолжающейся и на соседней горе Юкспор в ущелье Гакмана, где ловчоррит иногда образует самостоятельные эпигенетические жилки. Здесь, как и на южном склоне Кукисвумчорра, очень мало коренных выходов, но все склоны покрыты осыпями, богатыми минералами, характерными для этого типа образований. В них присут-

ствует розовато-бурый сфен, который цементирует крупные сростки кристаллов нефелина. К северо-западу от этой осыпи в коренном залегании встречается много сильно разрушенных прожилков волокнистых эгирина и астрофиллита, а также пегматитовых тел неправильной формы (до 1,5 м) с крупным полевым шпатом, эвдиалитом, а также акцессорным ловчорритом.

На плато Кукисвумчорр полевошпатовые жилы пегматита с цирконом и ильменитом часто наблюдаются в коренных россыпях или в осыпях, покрывающих склоны. В них кроме крупнозернистого полевого шпата, в котором встречаются мелкие кристаллы циркона и ильменита, отмечаются в виде примеси эгирин и изредка астрофиллит, лепидомелан, флюорит и апатит. В образцах, обогащенных игольчатым поздним эгирином, часто встречаются кристаллы рамзаита. Вместе с цирконом и рамзаитом отмечается и катаплеит. По данным Э. М. Бонштедт (1933), рамзаит вместе с ильменитом не встречается. Позднее подобного рода ассоциация была установлена в пегматите на Цирконовой перемячке на севере Кукисвумчорра (Дорфман и др., 1966). Следует отметить, что полевошпатовые пегматиты с цирконом и ильменитом распространены не только среди рисчорритов, но и среди фойяитов на горе Кукисвумчорр.

Гора Эвслоччорр. На юго-западном конце южного склона горы в развилке пятого притока р. Вуоннемиок на высоте 300—400 м от устья реки в зоне смятия рисчорритов неполнокольцевой интрузии располагается пегматитовое поле. По структурным особенностям, характеру минерализации и взаимоотношениям с эпигенетическими жилами оно очень напоминает пегматитовое поле горы Юкспор, находящееся на противоположном конце тектонической зоны. Здесь установлено более 20 тел, сосредоточенных преимущественно в астрофиллит-эгириновых и амфибол-эгириновых пойкилитовых рисчорритах и в меньшей степени в массивных крупнокристаллических рисчорритах.

Пегматитовые тела имеют самые разнообразные формы и размеры. По простиранию они прослеживаются на десятки метров. Мощность их даже в пределах одного тела пегматита меняется от нескольких сантиметров до 2—3 м в раздувах. Контакты с вмещающими породами четкие. Однородность пегматитовых тел иногда нарушается тектоническими подвижками, в результате чего образуются линзовидные тела. В породах вокруг этих пегматитов развиты трахитоидные структуры, в которых вытянутые кристаллы эгирина, астрофиллита, сфена и другие минералы находятся в параллельном срастании.

Более всего развиты полевошпатовые, реже полевошпат-нефелиновые пегматиты с эгирином. Сравнительно редко здесь встречаются полевошпатовые пегматиты с эгирином и эвдиалитом. Эти однообразные по составу тела почти всегда обнаруживают комплекс поздних минералов примерно одного состава. Разница между отдельными жильными телами заключается лишь в том, что среди поздних минералов, таких, как эгирин, астрофиллит и др., меняются лишь количественные соотношения. Наиболее распространены астрофиллит, а в отдельных жилах ловчоррит или натролит с лепидомеланом.

Примером пегматитового тела, где сульфидные минералы образуют иногда крупные скопления, является пегматитовая жила в ущелье Ферсмана (Дорфман, Сендерова, 1964). Пегматит полевошпат-нефелинового типа с эгирином мощностью около 1,5 м прослеживается на 5 м. В контакте с рисчорритом за эгириновой оторочкой следует среднезернистый микроклин-нефелиновый агрегат с эгирином пегматоидной структуры. К центру пегматит становится почти чисто микроклиновым, кристаллы его удлинены (до 15×3 см). В одном из прожилков позднего зеленого тонкоигльчатого эгирина в центре жилы обнаружены отдельные скопления галенита до 18 см в поперечнике. Кроме пироксеновых прожилков в пегматите наблюдается альбит типа клевеландита, выполняющий тонкие длинные секущие трещины неправильной формы. По нефелину широко развивается канкринит, а в полостях выщелачивания в полевошпате возникают корочки анальцима. Натролит образует гнезда до 30 см в поперечнике, среди которых встречаются крупные кристаллы шизолита.

Полевошпат-нефелиновые пегматиты с эгирином содержат акцессорные ловчоррит, апатит, сфен и пироксид. По внутреннему сложению и минеральному составу они в значительной мере идентичны пегматитам приконтактовой зоны неполнокольцевой интрузии рисчорритов горы Юкспор. Как и на Юкспорском поле пегматитов, во вмещающих их породах развита система трещин, выполненная поздним эгирином, иногда с примесью ловчоррита.

На Эвслогчорре широко развиты эпигенетические эгириновые и эгирин-астрофиллитовые жилы. На склонах горы часто встречаются обломки жил юкспорит-пектолитового и юкспорит-сфенового состава. В одной из юкспорит-астрофиллитовых жил Л. Л. Шилиным установлен карбоцер. Кроме жил этого состава изредка наблюдаются самостоятельные жилы мелкозернистого апатита с эгирином в зальбандах (ручей II) мощностью до 25 см, крупнозернистого натролита (ручьи IV и V) мощностью до 0,5 м и серия тонких разрозненных прожилков зонального сложения: периферическая зона томсонитовая, апофиллитовая или шабазитовая, центральная — кальцитовая.

Среди жильных проявлений рисчорритов Эвслогчорра отмечаются следующие минералы: калиевый полевошпат, нефелин, эгирин трех генераций, арфведсонит, энigmatит, эвдиалит, альбит, лампрофиллит, астрофиллит, лепидомелан, ферсманит, ловчоррит, ринколит, пироксид, лопарит, рудный минерал, сфен, апатит, натролит, томсонит, апофиллит, содалит, канкринит, кальцит, флюорит, гидрослюда, селадонит, галенит.

На Юкшорре в рисчорритах встречены прожилки голубого мелкозернистого апатита с натролитом и тонкоигльчатым эгирином.

Гора Куэльпор. На этой горе пегматиты распространены широко, но концентрируются они главным образом на двух участках: в районе Эвдиалитовой и Цирконовой перемычек. В первом количество их так велико, что можно говорить о пегматитовом поле.

На Эвдиалитовой перемычке наблюдаются и шлировые, и жильные пегматиты. Первые обычно имеют до 3—5, редко до 15 м в поперечнике, они сравнительно редки; вторые мощностью до 1 м прослеживаются на расстоянии 10—20 м и распространены широко. Преобладают небольшие шлировые тела, состоящие из крупных выделений калиевого полевого шпата (до 90%), нефелина (10—30%) и эвдиалита (до 10%). В небольших количествах в них присутствуют арфведсонит, эгириин, лампрофиллит. Структура шлировых пегматитов пегматоидная. Размеры лейстового полевого шпата иногда достигают 20—25 см. В интерстициях нефелина и калиевого полевого шпата находятся эвдиалит, арфведсонит и немного эгирина.

Минеральный состав жильных пегматитов примерно аналогичен, а роль темноцветных возрастает (до 20%). Лейсты полевых шпатов имеют тенденцию располагаться более или менее перпендикулярно ограничениям жилы. Зальбанды жил четкие и прямолинейные. В случае лейкократового состава жил границы с вмещающими породами менее ясные. Иногда жилы ветвятся, выполняя систему коротких пересекающихся контракционных трещин.

Строение и состав шлировых и жильных пегматитов становятся более сложными и разнообразными, когда имеют место процессы замещения и наложения. Ниже описываются некоторые характерные пегматиты — шлировые и жильные, а также поздние эпигенетические жилы.

Шлировый пегматит Эвдиалитовой перемычки является наиболее сложным по внутреннему строению. Он расположен на гребне перемычки примерно в 300 м к северо-востоку от топографического знака (рис. 2). Его размеры 10×6 м. По И. П. Тихоненкову (1963), детально изучившему этот пегматит, а также нашим данным, он обладает зональным строением. Контакт с вмещающими породами довольно резкий, местами заливообразный. Периферическая полевошпат-нефелиновая с арфведсонитом зона состоит в основном из крупнозернистого микроклина (до 70%), арфведсонита (до 10—15%), нефелина (до 15%), эвдиалита и лепидомелана. В направлении к центру шлира пегматит становится более меланократовым, арфведсонит замещается эгирином или лепидомеланом. В периферической его части наблюдаются тонкие (2—4 см) секущие прожилки шестоватого эгирина длиной более 1 м. Центральная

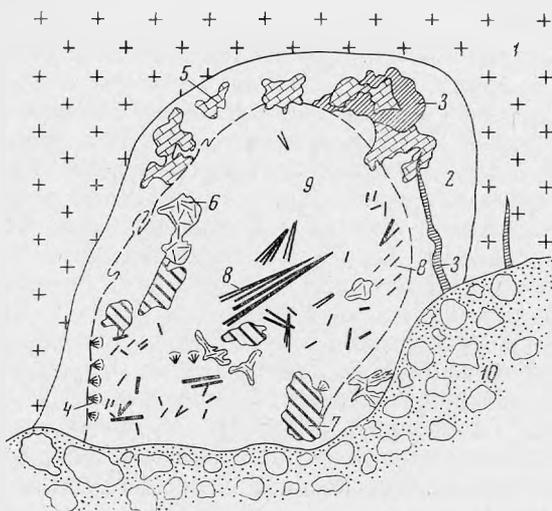


Рис. 2. Шлировый пегматит с гакманимом и натролитом
 1 — ризкоррит; 2 — крупнозернистый полевошпат-нефелиновый пегматит с арфведсонитом; 3 — прожилки шестоватого эгирина или скопления крупнозернистого эгирина; 4 — эгириин лучистый; 5 — блоки микроклина; 6 — скопления мелкочешуйчатого биотита; 7 — гакманин; 8 — кристаллы шизолита; 9 — натролит; 10 — осыпь

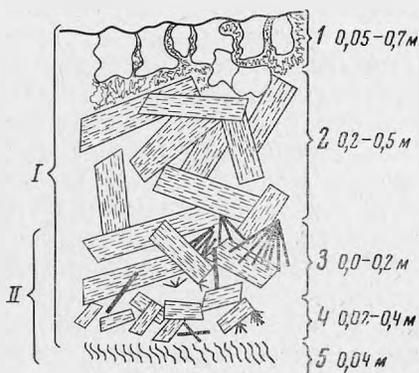
часть шпир (более 70% всей площади) сложена агрегатом гакманит-натролитового состава. Гакманит в натролите образует отдельные желваки диаметром до 0,5 м, которые с периферии или по трещинкам замещаются натролитом. Натролитизация настолько мощно развита, что от первичных минералов не сохранилось и следа. Аналогичный процесс цеолитизации проявился и за пределами пегматита в рихсдорритах, в непосредственной к нему близости. Здесь натролит образует гнездо до 40 см в поперечнике.

Размер зерен натролита, заместившего ядро пегматита, быстро увеличивается к центру тела от мелкозернистого до крупнокристаллического (17—20 см). В натролите наблюдаются крупные кристаллы эгирина со следами разъедания со стороны базальных поверхностей, а также отдельные деформированные и разорванные кристаллы, залеченные натролитом. В промежутках между кристаллами натролита участками накапливается волокнистый эгирин с астрофиллитом. Среди мономинеральных выделений натролита довольно часто встречаются одиночные саблевидные кристаллы шизолита длиной до 15—18 см или лучистые его сростки. В натролите иногда встречаются мелкие октаэды ниоболопарита, мурманит, пирохлор, куплетскит, лампрофиллит, гидраргиллит, анальцит в форме колломорфных агрегатов, флюорит, галенит, сфалерит и саффорит. Часть этих минералов в приповерхностных участках заметно окисляется. Шизолит теряет прозрачность, становится бурым и хрупким, мурманит принимает темно-бурый цвет и распадается на мелкие, неправильной формы, хрупкие чешуйки, саффорит переходит в скородит, галенит и сфалерит обохриваются.

Жильный тип пегматита Эвдиалитовой перемычки. Для этого же пегматитового поля типичен жильный пегматит, крупнокристаллический, существенно микроклиновый, с эвдиалитом (рис. 3). Жила пологопадающая, асимметрично-зональная, мощностью около 80 см. Прослеживается она среди осыпи на расстоянии 14 м. В зоне верхнего контакта обособляется крупнозернистый эвдиалит (5—7 см). Нижний контакт подчеркивается прожилком черного позднего призматического эгирина мощностью 2 мм. Основная часть жилы имеет почти мономинеральный микроклиновый состав. В единичных зернах и неравномерно присутствуют нефелин, коричневый сфен и эвдиалит. В интервале 0,2—0,5 м от верхнего контакта микроклин в значительной мере переходит в прозрачный ортоклаз, а нефелин с периферии замещается натролитом, реже канкринитом. Далее в интерстициях полевого шпата появляется лучистый ринколит, который участками образует крупные гнезда неправильной формы, нередко соединенные друг с другом тонкими прожилками. С ним в тесной ассоциации находятся игольчатый эгирин, натролит, а в пустотках выщелачивания — флюорит, виноградит, катаплеит и короч-

Рис. 3. Строение асимметричного жильного пегматита

I — первичные зоны пегматита, II — наложенная минерализация. Зоны: 1 — эвдиалитовая, 2 — полевошпатовая, 3 — ринколит-полевошпатовая, 4 — астрофиллитовая, 5 — эгириновая



ки натролита. Близ нижнего контакта в трещинках или в гнездах выделяется тонкоигольчатый эгирин. Вокруг коричневого сфена в зоне натролитизации нефелина образуется каемка розового волокнистого сфена.

Таким образом, интересной особенностью этой жилы является наложение более поздней ассоциации минералов на собственно пегматитовую, чем и вызвана асимметричная ее зональность. Если эвдиалитовая и полевошпатовая зоны являются первичными, то появление полевошпат-ринколитовой, астрофиллитовой и эгириновой зон можно объяснить только последовательным наложением на тектонически ослабленный участок новых порций расплава-раствора вплоть до низкотемпературных. Эгириновые прожилки развиваются и за пределами пегматита, непосредственно в рихсчорритах.

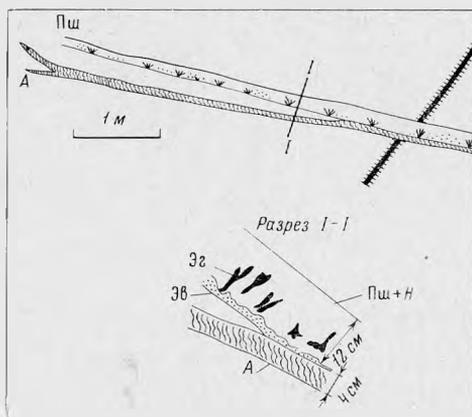


Рис. 4. Соотношение жильного полевошпат-нефелинового пегматита с эпигенетической астрофиллит-эгириновой жилей шестоватого сложения

Пш — полевошпат-нефелиновый пегматит; Эв — эвдиалит; А — астрофиллит-эгириновая жила шестоватого сложения; Эг — эгирин крупнозернистый; Пш + Н — полево шпат с нефелином; черная полоса — мономинеральная полевошпатовая жилка

Примером наложения эпигенетической жилы на жильный пегматит может служить одна из эгирин-астрофиллитовых жил, расположенная в 350 м к северу от топографического знака на Эвдиалитовой перемычке и в 25—30 м ниже интенсивно замещенного шлирового пегматита с гакманитом. Жила (рис. 4) начинается двумя тонкими прожилками, которые через 40—45 см сливаются в одно тело, состоящее из параллельно срастающихся волокон эгирина и астрофиллита, и далее в направлении на запад, не меняя мощности (в среднем 4 см), прослеживается до слияния с полевошпат-эгириновой с эвдиалитом пегматитовой жилкой мощностью около 30 см. На коротком интервале они следуют в параллельном срастании, а далее эгирин-астрофиллитовая жила исчезает. С этого места пегматит обогащается поздним игольчатым эгирином и астрофиллитом, которые распределяются в теле пегматита неравномерно в виде гнезд неправильных очертаний или по системе тонких секущих трещин. Эти минералы обычно наблюдаются в параллельно-шестоватом срастании с преобладанием одного над другим, вплоть до мономинеральных обособлений. На таких участках нередко появляется тонкоигольчатый ринколит в виде мелких бесформенных гнезд или прожилков и в интерстициях полевого шпата. Отдельные участки ринколита ассоциируют с желтым мелкозернистым сфеном. В местах, где крупнозернистый эвдиалит дробится, обломки его цементируются тонкоигольчатым эгирином поздней генерации.

В осыпях Эвдиалитовой перемычки встречаются обломки тонковолокнистого, почти мономинерального плейчатого астрофиллита. Количество их настолько велико, что можно предположить существование серии самостоятельных жил. В астрофиллите иногда наблюдаются мелкие (до $1 \times 0,2$ мм), прозрачные, хорошо образованные кристаллики апатита и единичные зерна эгирина. На склонах горы среди обломков пород встречаются

ся крупные куски коричневого плотного натролита, пронизанного тончайшими выделениями астрофиллита; последний и является причиной необычной окраски натролита.

На границе Куэльпора с Кукисвумчорром жильные пегматиты в коренном залегании не обнаружены. Здесь на водоразделе Цирконовой перемычки встречены два развала пегматитовых тел изометричной формы. Округлые очертания этих участков повторяют, вероятно, первичную форму шлировых тел. Диаметр одного около 5 м, другого — 15—18 м. Оба пегматита обладают идентичным строением и минеральным составом. Приводим описание наиболее крупного из них.

Шлировый пегматит Цирконовой перемычки. Периферическая зона пегматитового тела, о которой можно судить лишь по небольшим коренным обнажениям, обладает среднезернистой пегматоидной структурой. По составу это микроклин-нефелиновый пегматит с эгирином, арфведсонитом и небольшим количеством эвдиалита. В зоне мощностью 0,3—1,5 м преобладает микроклин (60—80%), нефелина до 20%. За ней следует гигантокристаллическая арфведсонит-микроклиновая зона, в которой отдельные кристаллы микроклина достигают 0,5×0,20×1,5 м, а арфведсонита — 30×7 см. Далее располагается зона микроклина с зеленым тонкоиглольчатым или лучистым эгирином, заместившим, видимо, арфведсонит. О первичном составе ядра пегматита судить трудно, так как оно полностью замещено натролитом.

Все разнообразие минерального состава связано с этой замещенной частью. Об интенсивности процесса изменения пегматита можно судить по крупным блокам микроклина, граничащим с зоной изменения. Разъедание и растворение микроклина привело к появлению в нем каверн неправильной формы глубиной до 5—10 см или ячеистых пустот, параллельных направлениям спайности минерала. Натролитовый агрегат в ядре пегматита диаметром до 3 м располагается асимметрично, приближаясь к вмещающему рихчорриту в восточной части шлира. Среди плотной фарфоровидной или среднезернистой массы натролита выделяется и лучистая его разновидность с длиной кристаллов до 15 см. В натролите участками наблюдаются сростки длиннопризматических кристаллов рамзаита (до 60%) с эгирином (Дорфман и др., 1966). На поверхности кристаллов рамзаита растут мелкие пластинчатые кристаллы ильменита. В натролите отмечаются также гнезда сильно окисленного сфалерита.

У границы натролитового ядра наблюдаются участки мелкозернистого ортоклаза. В нем находится ильменит в пластинках длиной до 5 см и изредка в сростках кристаллов типа «каменного цветка». В ортоклазе обнаруживаются значительные скопления мелкозернистого циркона неправильных очертаний. Крупные, хорошо образованные кристаллы циркона (до 2 см в ребре) известны только в лучистом агрегате натролита; в нем ильменит отсутствует. В районе Цирконовой перемычки в свалах иногда встречаются обломки натролитовых жил с астрофиллитом и галенитом.

Гора Каскасньюнчорр. Примером одновременного развития двух морфологических типов пегматитов (шлировых и жильных), а также поздних эпигенетических образований в одном поле являются слюдяные рихчорриты горы Каскасньюнчорр. На южном ее склоне в направлении от плато к основанию на расстоянии 70 м прослеживается пегматитовое поле с большим количеством тел различной ориентировки (рис. 5).

Соотношения между шлировыми пегматитами и жильными не совсем ясны. Иногда создается впечатление, что жильные пегматиты являются секущими по отношению к шлировым, местами жильные пегматиты образуют раздувы, и тогда они как бы переходят в шлировые. В то же время шлировые тела часто дают апофизы, быстро выклинивающиеся в разные стороны. Размер шлировых тел обычно не более 1 м в поперечнике. Круп-

ность зерна в них от периферии к центру быстро увеличивается до гигантских размеров. Мощность жильных пегматитов не превышает 0,5—0,8 м.

По минеральному составу все эти тела очень близки, хотя шлировые чаще бывают существенно полевошпатовыми или даже чисто полевошпатовыми. В тех и других пегматитах в небольшом количестве встречаются нефелин, эгирин и эвдиалит. Последний часто сосредоточен в периферической части шлировых пегматитов в виде оторочки до 10 см, а в других частях образует крупные выделения неправильной формы (до 5—10 см). Жильные пегматиты отличаются направленной структурой минералов. Лейсты полевых шпатов и зерна эгирина располагаются почти поперек ограничений жилы. Как и в шлировых пегматитах, размер зерен к центру жил быстро возрастает, но ориентировка сохраняется. Некоторые жилы

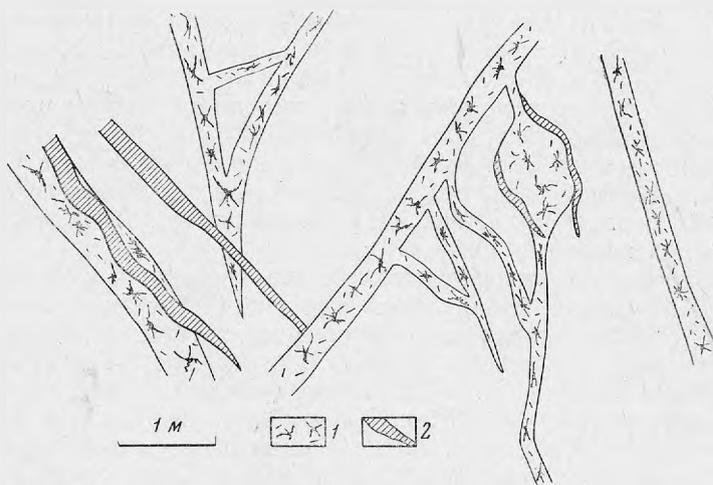


Рис. 5. Участок пегматитового поля в слюдяных рихсчорритах
1 — жильный пегматит; 2 — эгирин-астрофиллитовые жилы

по простиранию обогащаются темноцветными, особенно к участкам выклинивания.

В пределах этого же поля развиты и эгирин-астрофиллитовые жилы мощностью до 10—15 см, которые являются секущими по отношению и к шлировым, и к жильным пегматитам. Эти жилы иногда как бы обтекают шлировые пегматиты, и тогда возникают своеобразные тела, в ядре которых находится полевой шпат, а на периферии — эгирин с астрофиллитом (см. рис. 5).

Таким образом, минеральный состав пегматитов этого поля довольно бедный: полевой шпат, нефелин, эвдиалит и эгирин. Секущие их эгирин-астрофиллитовые жилы являются типичными эпигенетическими образованиями, которые при наложении на ранее образованные пегматиты усложняют их строение и состав. Обилие различно ориентированных тел разного генезиса на участке горы Каскасьюнчорр вызвано беспокойной тектонической обстановкой, характерной для слюдяных рихсчорритов неполнокольцевой интрузии.

Гора Поачвумчорр характеризуется максимальным развитием массивных рихсчорритов, где пегматиты встречаются сравнительно редко. Преобладают шлировые, а жильные единичны и расположены главным образом в южной части Поачвумчорра, где отмечаются также крупные гнезда флюорита.

Для северной части горы характерны разрозненные небольшие (до 1 м в поперечнике) шлировые пегматиты. По составу они полевошпат-нефелиновые с эвдиалитом, полевошпатовые с ильменитом или с энigmatитом.

В них в слабой степени проявлены лишь процессы замещения. Иногда по микроклину образуется ортоклаз, а эвдиалит превращается в циркон.

Наиболее интересен шлировый пегматит на вершине горы Поачвумчорр размером $1,2 \times 2$ м. Состав пегматита, по данным Г. А. Анненковой, существенно микроклин-эгириновый с большим количеством циркона. Полевой шпат частично адуляризирован и образует лейсты размером до 4×20 см. Они собраны в блоки и цементируются тонкоигольчатым эгирином (длиной до 3 мм). Почти мономинеральные участки этого эгирина достигают 10—20 см в поперечнике. К ним приурочены мелкие выделения ильменита (до 3 мм) и редкие пластинчатые его кристаллы длиной до 30 см при толщине 2—3 мм. Циркон находится в ассоциации с полевым шпатом и в пустотках от раннего эгирина, замещенного поздним тонкоигольчатым. Кристаллы циркона мелкие, одиночные или образуют сростки до 4 мм в ребре. В ассоциации с поздним эгирином отмечаются также мелкозернистый белый апатит и халькопирит (величиной 1—3 мм).

В южной части Поачвумчорра наряду с мелкими шлировыми пегматитами встречаются и большие (до 10 м в поперечнике) аналогичного микроклинсового (до 80%) состава. Их крупно- и гигантозернистый микроклин включает тонкие (1—3 мм) пластины ильменита и небольшие количества эгирина, энигматита и лампрофиллита. Здесь обнаружены реакционные явления, в результате которых по ильмениту и лампрофиллиту образовался волокнистый рамзаит (Дорфман и др., 1966), а по энигматиту — эгириин и астрофиллит.

Жильные пегматиты мало характерны для Поачвумчорра. Они имеют существенно микроклиновый состав и иногда в краевых частях содержат немного нефелина (5—10%) или разрозненные зерна эвдиалита. Мощность жил до 1, чаще 0,5—0,7 м. По простираанию они прослеживаются на расстоянии 5—8 м. В некоторых жилах нефелин с периферии почти полностью замещается гагманитом, по которому затем в гидротермальную стадию развивается натролит. В таких жилах в пустотках выщелачивания наблюдаются апатит, ненадкевичит и катаплеит. В интерстициях зерен полевого шпата или секущих пегматит трещинках отмечаются игольчатый агрегат ринколита и астрофиллита, а также тонкие пленки синего флюорита.

Одиночные мономинеральные жилки ринколита мощностью 2—3 см, секущие шпреуштейнезированные участки рисчоррита, наблюдаются в цирке Петрелиус. С поверхности они покрыты коркой белого вудьяврита. Приуроченность ринколита к самостоятельным эпигенетическим телам подтверждается наблюдениями и в других комплексах пород. Так, в малиньитах на восточном склоне горы Иидичвумчорр примерно в 3 км западнее горы Куэльпор установлена серия мелких округлых гнезд ринколита почти мономинерального состава размером 0,2—0,6 м. Одно из них обнаружено и в небольшом шлировом пегматите. Все эти гнезда, в том числе и в пегматите, как бы нанизаны на строго выдержанную линейную тектоническую зону, прослеживающуюся на расстоянии более 100 м. Интервалы между скоплениями ринколита колеблются от 3 до 15 м. Контакты гнезд с породами резкие, четкие. Такие же они и в самом пегматите (рис. 6). Этот шлировый полевошпат-нефелиновый пегматит с эгирином и эвдиалитом имеет размер 3×4 м. С периферии он среднезернистый (2—4 см), в направлении к центру размер зерен постепенно увеличивается (до 5—8 см), но количественно-минеральный состав почти не изменяется. Лишь в центре тела содержание эвдиалита увеличивается. Эвдиалит обычно образует одиночные разрозненные ксеноморфные зерна размером не более 1—1,5 см в поперечнике. Только по периферии пегматита иногда наблюдаются его скопления размером до 20×30 см. Ринколит в пегматите редок и встречен только в мелких, неправильной формы гнездах до 2 см в поперечнике. При близком расположении они соединяются тонкими прожил-

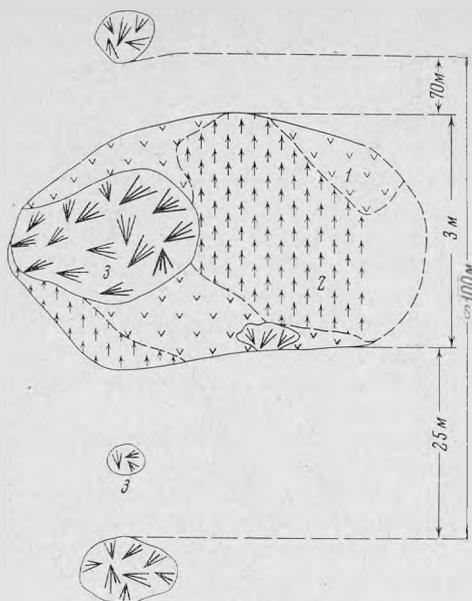


Рис. 6. Соотношение гнезд ринколита, приуроченных к линейной тектонической зоне в малините (белое поле), и шлирового пегматита

1 — среднезернистый полевошпат-эгириновый пегматит; 2 — то же, с небольшим количеством неравномерно рассеянного эвдиалита; 3 — гнезда ринколита

нит. Центральная часть пегматита почти нацело изменена. В ней от полевого шпата сохраняются лишь реликты альбитизированного минерала (альбит распада и альбит в трещинках) или очертания первоначального облика кристаллов минерала. Главную массу составляет натролит, в котором находятся мелкие (не более 1 мм) зерна призматического сфена, астрофиллита, ринколита и желтого таблитчатого эвколита с высоким содержанием редких земель (Анненкова, Молева, 1963). В пустотках выщелачивания на поверхностях позднего волокнистого эгирина и на зернах редкоземельного эвколита наблюдаются чешуйки катаплента.

Гора Расвумчорр. Пегматитовые тела и эпигенетические жилы на этой горе наблюдаются редко: лишь в Апатитовом цирке и близ ущелья Дразнящее эхо. В Апатитовом цирке жильные пегматиты встречаются в приконтактной зоне рисчорритов на расстоянии 30—50 м от апатит-нефелинового тела. В коренном залегании они установлены в карьере над уступами горизонтов 730, 700 и 685 м. По данным М. Н. Соколовой, изучавшей эти пегматиты, они характеризуются небольшой протяженностью (до 10 м), невыдержанными мощностями (1—30 см) и элементами залегания. Их жилы приурочены к системе различно ориентированных трещин, среди которых преобладают крутые, с углами 60—90°. Контакты их отчетливые и довольно ровные. Главными минералами пегматитов являются таблитчатый амазонитоподобный микроклин (до 3 см) и арфведсонит, образующий длиннопризматические кристаллы величиной до 5 см. В подчиненном количестве присутствует нефелин. Кроме того, в жилах наблюдаются энigmatит, эвдиалит, лампрофиллит и такие редкие минералы, как дельхайелит, вадеит, щербаковит, беталомоносовит, ловозерит, а также лопарит, астрофиллит, поздний эгирин (III) и гизингерит.

В рисчоррите близ ущелья Дразнящее эхо иногда встречаются тонкие прожилки (1—3 см), состоящие в основном из дельхайелита,

ками. Главная масса ринколита в ассоциации с тонкоигольчатым эгирином сосредоточена в краевой части пегматита в гнезде овальной формы (2×1,2 м). В нем ринколит образует крупные лучистые агрегаты кристаллов длиной до 20 см, размер которых на контакте с пегматитом уменьшается до 5—8 см.

Гора Рисчорр. Пегматитовые тела здесь неизвестны. Редкие обломки крупнозернистых полевошпатовых пегматитов с эгирином наблюдаются лишь в глыбовой осыпи. Исключение составляет небольшой шлировый пегматит (1,3 × 1,5 м) на юго-восточном склоне западной части Рисчорра. По структуре и распределению минералов в пегматите выделяются две зоны: периферическая микроклин-нефелиновая с эгирином и бурым эвколитом и центральная микроклин-эгириновая. В пегматите широко проявились процессы замещения. В наружной зоне эгирин почти полностью замещен агрегатом спутанно-волокнистого эгирина, мелкочешуйчатого биотита и частично натролитом, а нефелин с периферии переходит в канкри-

небольшого количества беталомоносовита и изредка микроклина с арфведсонитом.

Количественные соотношения минералов в пегматитовых жилах Апатитового цирка варьируют в широких пределах. На одних участках встречаются жилы, в которых преимущественно развиты эвдиалит и лампрофиллит при незначительном содержании микроклина и арфведсонита. На других наряду с арфведсонитом и микроклином широко развиты дельхайелит, беталомоносовит и эгирин, среди которых нередко присутствует большое количество гизингерита. Последний, как и анатаз по лампрофиллиту или нонтронит по эгирину, возник в гипергенных условиях; в Апатитовом цирке этот процесс широко развит.

Все разнообразие минерального состава жил определяется последовательностью парагенетических ассоциаций. Наиболее ранняя ассоциация представлена микроклином, нефелином, энигматитом и лампрофиллитом. Более поздняя включает дельхайелит, беталомоносовит, щербаковит, вадеит, ловозерит и редко лопарит. По М. Н. Соколовой, вадеит и ловозерит образуются при замещении ими эвдиалита. В дельхайелите наблюдаются включения ранних зерен эвдиалита и лампрофиллита и тонкие прожилки пектолита. Завершается процесс минералообразования игольчатым зеленым эгирином.

Наряду с пегматитовыми телами жильной формы встречается и серия самостоятельных эпигенетических жил, в которой полностью отсутствуют минералы ранней стадии кристаллизации пегматитов. Таковы, например, дельхайелитовые с беталомоносовитом, эгириновые с лампрофиллитом или существенно эгириновые. Одновременное присутствие в приконтактных ризчорритах всей серии различных по составу жил, а непосредственно в ризчорритах комплекса минералов, по составу идентичного эпигенетическим жилам, свидетельствует о том, что на этом участке имели место локальные подвижки, которые и привели к образованию сложных по составу и строению тел.

На Апатитовом цирке и на плато Расвумчорр в той же приконтактной зоне наблюдаются натролитовые жилы мощностью от 1—2 до 10 см. Они приурочены к серии различно ориентированных трещин и слагаются мелкокристаллическим до игольчатого натролитом, ориентированным перпендикулярно контактам. Центральная часть их выполнена крупнозернистым кальцитом, скопления которого достигают 10 см, и более мелкозернистым его агрегатом с отдельными уплощенными ромбоэдрическими кристаллами. Иногда натролит цементирует брекчированные участки пород. Вокруг таких остроугольных обломков шестоватый натролит ориентирован субпараллельно их поверхностям, а сами реликты пород интенсивно цеолитизированы.

В северной части ризчорритовой полосы (от р. Лявойок до р. Северной Солуайв) пегматиты встречаются редко. Здесь они образуют небольшие шпировые тела (до 0,5—1 м) существенно полевошпатового, почти мономинерального состава. Лишь изредка среди крупных гигантопластинчатых кристаллов микроклина встречается примесь энигматита, арфведсонита, эвдиалита и апатита.

Парагенетические ассоциации минералов

Особенностью пегматитов ризчорритовой полосы Хибинского массива является широкое развитие процессов наложения, наиболее интенсивно проявленное на участках повышенной тектонической активности. В таких областях, как приконтактная зона ризчорритов с фойяитами на Эвеслогчорре, Юкспоре, частично на Южном Кукисвумчорре, а также на Куэльпоре в районе Эвдиалитовой и Цирконовой перемычек, пегматитовые тела характеризуются сложным внутренним строением, разнообразным комплек-

Таблица 1

Схема формирования пегматитовых тел и эпигенетических жил (соотношение пегматитовых тел, этапов наложения и эпигенетических жил на участках с неспокойной тектонической обстановкой)

Тип образования	Пегматитовые тела			Этапы наложения в пегматитах (⊥) и идентичные им по минеральному составу эпигенетические образования (⌈)							
	Первичный этап кристаллизации	Этапы замещения (автометасоматоз)			1	2	3	4	5	6	7
		1а	1б	1в							
I. Пегматит полевошпатовый											
А. Полевошпат-арфведсонитовый	—	Лепидомелан	Эгирин								
Б. Полевошпат-энигматитовый	—	Астрофиллит	»	Катаплевит							
В. Полевошпат-ильменитовый	—	Циркон	Альбит Рамзаит	Эгирин							
Г. Полевошпат-дельхайелит-ломоносвитовый	—	Пектолит	Вадеит								
II. Пегматит полевошпат-нефелиновый											
А. Полевошпат-нефелин-арфведсонитовый	—	Канкринит	Лепидомелан	»							
Б. Полевошпат-нефелин-эгирин-эвдиалитовый	—	Содалит	Астрофиллит	Натролит Циркон							
В. Полевошпат-нефелин-энигматит-эвдиалитовый	—	»	Циркон Альбит	Натролит Рамзаит							
Г. Полевошпат-нефелин-ильменитовый	—										
III. Эпигенетические жилы											
1. Эгирин-нептунитовая					⊥						
2. Эгирин-астрофиллитовая						⊥					
3. Апатит-эгириновая							⌈				
4. Юкспорит-пектолитовая								⊥			
5. Ринколитовая (ловчорритовая)									⊥		
6. Натролитовая (цеолитовая)										⊥	
7. Флюоритовая											⌈

Примечание. Направления знаков (⌈ ⊥) в нижней правой части схемы дают представление о том, в какой тектонической обстановке происходило развитие пегматитового процесса. При наличии подвижек в пределах пегматитового тела (⊥) имеют место явления замещения и наложения, которые приводят к усложнению минерального комплекса, появлению сменяющих друг друга парагенетических ассоциаций, вплоть до низкотемпературных, и возникновению некоторых реакционных минералов. Если же тектонические нарушения проявились вне пегматитовых тел во вмещающих породах (⌈), то образуются самостоятельные эпигенетические жилы, часто отвечающие по минеральным ассоциациям отдельным стадиям наложения в пегматитовых телах. Минералы, помещенные в вертикальных столбцах, отвечают определенным парагенетическим ассоциациям.

сом минералов, вплоть до низкотемпературных гидротермальных, и процессами замещения. Последние развиваются не только в пределах тела пегматита, но и во вмещающих породах. В таких участках пород, испытывавших неоднократное дробление, образуются серии эпигенетических жил, минеральный состав которых часто отвечает минеральному составу отдельных стадий пегматитового процесса. Такие жилы нередко секут пегматитовые тела.

Пегматиты ринчорритов, формировавшиеся в спокойной тектонической обстановке, как правило, бедны минералами, и автометасоматоз в них проявлен слабо.

Схема образования пегматитовых тел, значение тектонических подвижек в их развитии, а также взаимосвязь этапов замещения и наложения в пегматитовых телах показаны в табл. 1. Возникновение эпигенетических жил по времени совпадает с этапом наложения в пегматитовых телах.

По парагенетическим ассоциациям пегматитов ранней стадии кристаллизации выделяются два типа: пегматит полевошпатовый и пегматит полевошпат-нефелиновый.

По наличию в каждом из них характерного первичного темноцветного минерала или типичного акцессорного минерала к названию каждого типа добавляется соответствующий минерал: полевошпатовый с арфведсонитом, с энigmatитом, с дельхайелитом.

По такому же принципу подразделяется полевошпат-нефелиновый тип пегматита: с арфведсонитом, эгирином и эвдиалитом, с энigmatитом и с ильменитом.

Последующие этапы минералообразования связаны с проникновением эволюционирующего остаточного расплава-раствора магмы по системе трещин как в пегматитовое тело, так и во вмещающие его породы. При этом каждый из этапов характеризуется определенными парагенетическими ассоциациями минералов.

Минералы стадии наложения не типичны для собственно пегматитового процесса, и поэтому их состав не отражается в названии типа пегматита (см. табл. 1).

В пределах пегматитового тела растворы стадии наложения нередко вступают в реакцию с ранее образованными минералами, и тогда парагенетические ассоциации усложняются. По парагенетическим ассоциациям минералов эпигенетических жил выделяются шесть типов: эгирин-нептуниновый, эгирин-астрофиллитовый, апатит-эгириновый, юкспорит-пектолитовый, ринколитовый (ловчорритовый), натролитовый (цеолитовый). С последним низкотемпературным этапом связано большое разнообразие минералов. Так как последовательность выделения парагенетических ассоциаций в нем не всегда ясна, то порядок их выделения является условным. Определена лишь приуроченность отдельных минералов или групп минералов к определенным стадиям процесса. В табл. 2 приводятся парагенетические ассоциации минералов пегматитовых тел, стадий наложения и эпигенетических жил. Среди эпигенетических жил наблюдаются ассоциации минералов, которые не встречаются среди минералов стадии наложения в пегматитах. К ним относятся апатит-эгириновые и цеолитовые: томсонит-кальцитовые и апофиллит-натролитовые.

Соображения о генезисе пегматитовых тел и эпигенетических жил

Геолого-минералогические исследования, а также литературные данные (Островский, 1956; Бородин, 1957; Татл, 1961; Когарко, Гуляева, 1965) показывают, что пегматиты рихчорритовой полосы, как и вообще нефелиновых сиенитов Хибинского массива, представляют собой образования, связанные с кристаллизацией остаточного расплава-раствора, значительно обогащенного щелочами (K и Na). В таком расплаве-растворе в процессе кристаллизационной дифференциации (Татл, 1961) происходит непрерывное смешивание силикатной части с водой, и поэтому переход от магматической стадии к гидротермальной будет постепенным. Для этого процесса даже при наличии в растворе фтора и хлора характерно отсутствие пневматолитовой фазы, приводящей к критическим явлениям.

Формирование пегматитов обусловлено двумя основными процессами: кристаллизационной дифференциацией и инфильтрационным метасоматозом. Кристаллизация пегматитового расплава-раствора на первой стадии процесса происходит в замкнутой полости, т. е. в закрытой физико-химической системе. Если камера имеет более или менее изометричную форму,

Главные парагенетические ассоциации минералов пегматитовых тел, стадии наложения и эпигенетических жил в последовательности выделения

Тип образования	Минералы пегматита и этапов замещения				Минералы этапов наложения в пегматитах и эпигенетических жили									
	первичные	замещения			2	3	4	5	6	6а	6б	6в	6г	7
		1	1а	1б										
I. Пегматит полевошпатовый														
IA. С арфведсонитом	Микроклин Арфведсонит Эгириин Эвдиалит	Лепидомелан	Эгириин	Катаплеит			Пектолит Юкспорит Эгириин Сфен							
IB. С энigmatитом	Микроклин Энигматит Эвдиалит Апатит	Астрофиллит	»											
IV. С ильменитом	Микроклин Эгириин Ильменит Эвдиалит	Циркон	Рамзаит Эгириин				Сфен					Апатит Эгириин		
IV. С дельхайелитом и β-ломоносовитом	Микроклин Энигматит Лампрофиллит Эвдиалит	Лонозерит Вадеит	Эгириин				Дельхайелит Пектолит Щербаковит β-ломоносовит	Лампрофиллит Эгириин		Эгириин Натролит				
II. Пегматит полевошпат-нефелиновый														
IIA. С арфведсонитом	Микроклин Нефелин Арфведсонит Сфен Лампрофиллит	Содалит (гакманит) Канкринит	Лепидомелан		Эгириин Астрофиллит		Юкспорит Пектолит	Сфен Апатит Пироклор Ринколит-ловчоррит	Натролит Ильменит Ортоклаз Циркон	Эгириин Рамзаит Натролит Циркон	Астрофиллит Натролит Шизолит Мурманит Ниоболопарит Куплетскит	Апатит Эгириин Рамзаит Флюорит Ненадкевичит	Сфалерит Галенит	
IIБ. С эгирином и эвдиалитом	Микроклин Нефелин Эгириин Эвдиалит Сфен бурый	Содалит (гакманит) Канкринит	Циркон		Эгириин Лампрофиллит Титаномагнетит				Катаплеит Лонозерит Эльпидит	Эгириин Рамзаит Сфен розовый Ортоклаз	Эвколит редкоземельный Натролит Анальцит Флюорит			

лампрофиллита и некоторых других — неравномерно рассеивается в межзерновых пространствах пегматита. На этом этапе дифференциации расплава-раствора редкоземельная минерализация имеет подчиненное значение или вовсе отсутствует.

В дальнейшем развитии пегматитового процесса существенную роль начинают играть тектоника и инфильтрационный процесс. Так, тектонические подвижки приводят к неоднократному приоткрыванию трещин в теле пегматита и за его пределами. Возникают тектонически ослабленные (иногда многокилометровые) зоны или системы трещин, секущие одновременно и пегматитовые тела, и вмещающие их рихсморриты. Формирование пегматитовых тел происходит уже в открытой системе. По последовательно открывающимся трещинам в результате инфильтрации остаточного расплава-раствора перерабатываются вмещающие породы и сингенетичные им пегматиты. Инфильтрация сопровождается привнесением новых элементов. По-видимому, расплав-раствор оказывает растворяющее действие на вмещающие породы, через которые он проникает. Это, с одной стороны, приводит к их подщелачиванию, а с другой — к выносу из них некоторых элементов (Fe, Ti, Zr).

Остаточный расплав-раствор, вызывающий процессы замещения, также возникает в результате кристаллизационной дифференциации магмы. Скопление остаточного расплава-раствора приводит к нарушению равновесия, развиваются реакции замещения и перекристаллизация вплоть до полной переработки минералов. Эти остаточные расплавы-растворы носят сильно щелочной агпаитовый характер. Однако в ходе процесса замещения и кристаллизации отдельных минералов натрий первым входит во вновь образующиеся минералы, и из растворов, обедненных щелочами, начинает выпадать уже миаскитовая ассоциация минералов. Общему процессу подкисления способствует также увеличение потенциала кислых летучих компонентов F, Cl, H₂O. Именно поэтому, отражая общую химическую эволюцию остаточных расплавов-растворов, и происходит смена одной ассоциации минералов (агпаитовой) на другую (миаскитовую).

Последовательное развитие процессов наложения приводит к появлению в пегматите разнообразной минерализации (см. табл. 1). От того, на каком этапе процесса приостановилось поступление растворов или какая из его стадий проявилась в ослабленных зонах, зависят особенности минерализации жил. Естественно, что не всегда в одном теле пегматита проявляются все этапы наложения. Некоторые из них развиты слабо или вовсе выпадают, другие, наоборот, сильно развиты. Иногда в пределах даже одной стадии происходит неоднократное приоткрывание трещин (интерстадийные нарушения). При этом возможно образование ряда генераций одного и того же минерала.

Во вмещающих породах те же порции остаточного раствора дают серию эпигенетических жил с аналогичным или сходным комплексом минералов (см. табл. 2). Отличия между единичными по составу парагенетическими комплексами и ассоциациями минералов в пегматитовых телах и эпигенетических жилах проявляются только в структурных особенностях, связанных с формой выделения. Обычно на участках с беспокойной тектонической обстановкой наблюдается повышенное количество эпигенетических жил, последовательное пересечение одних другими или пегматитовых тел эпигенетическими жилами. Как видно на рис. 7, отдельные эпигенетические жилы соответствуют по составу участкам наложения в пегматитовых телах и, следовательно, отвечают им по времени образования.

Эволюция богатого щелочами расплава-раствора приводит к постепенному изменению его состава и к изменению кислотности-щелочности. О кислотности-щелочности дает представление коэффициент агпаитности $(K+Na)/Al$, предложенный еще Уссингом в 1911 г. (см. Ферсман, 1936; Щербина, 1933; Герасимовский, 1953, 1956).

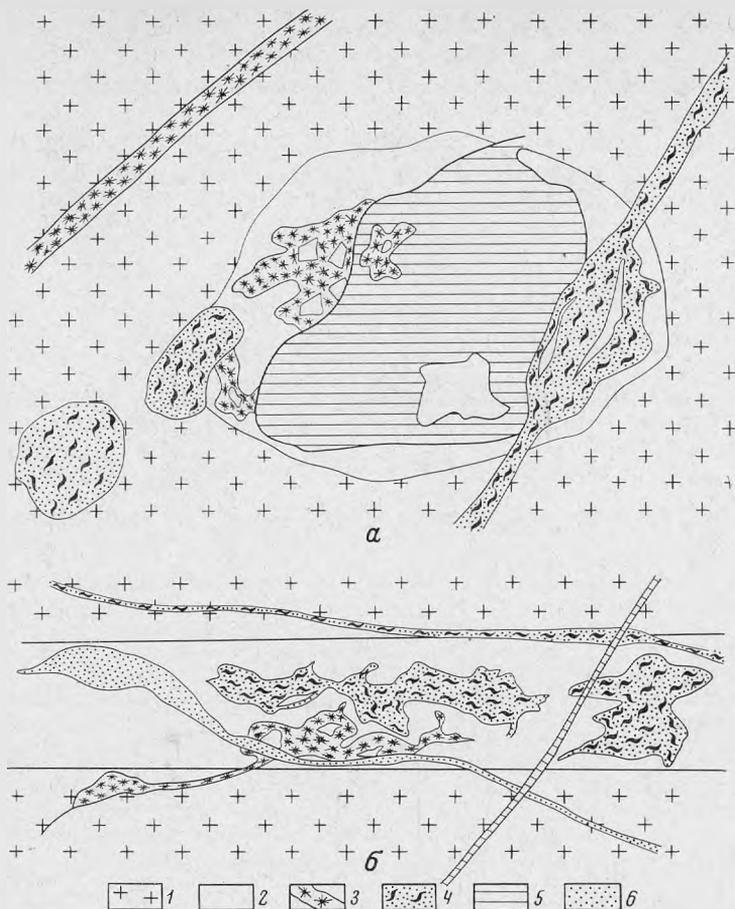


Рис. 7. Схема последовательности развития шпирового (а) и жильного (б) пегматитов и соотношение их с эпигенетическими жилами

1 — рихсдоррит; 2 — полевошпат-нефелиновый пегматит с эгирином, реже с эвдиалитом; 3 — эгирин-астрофиллитовый комплекс минералов; 4 — существенно ринколитовый агрегат с астрофиллитом и эгирином; 5 — натролит; 6 — ринколит-ловчоррит

Если исходить из последовательности кристаллизации минералов, связанной с дифференциацией остаточного расплава-раствора в магматическую и особенно постмагматическую стадии, то, как видно из табл. 2, общая тенденция развития процесса направлена от кристаллизации агпаитовой ассоциации минералов к миаскитовой. На это указывают отдельные минералы-индикаторы агпаитовых пород: энigmatит, арфведсонит, эгирин, эвдиалит и др.; миаскитовых пород: сфен, апатит, циркон, пектолит и др.

После того как в определенной последовательности выкристаллизовались минералы первичного комплекса, завершившись образованием сфена и апатита — типичных представителей миаскитовой ассоциации минералов, следующая стадия вновь начинается с кристаллизации минералов агпаитового ряда: беталомоносовита, лампрофиллита, а кончается образованием кальциевого силиката — пектолита. Такая неустойчивость кислотности-щелочности характерна почти для каждой последующей стадии. В завершающем гидротермальном существенно натролитовом этапе преобладают минералы миаскитового ряда пород — апатит и циркон, однако и здесь на коротком интервале процесса возникают достаточно высокие значения кислотности-щелочности, что приводит к образованию

рамзаита и редкоземельного эвколита. Та же направленность в развитии процесса характерна и для эпигенетических жил, несущих ломоносовит-щербачовит-дельхайелитовый, ринколит-астрофиллитовый или иной комплекс минералов.

Эта общая тенденция процесса может несколько меняться даже в пределах каждого этапа под влиянием реакционных явлений, метасоматических процессов или других причин, но в целом она выдерживается.

ЛИТЕРАТУРА

- Анненкова Г. А., Молева В. А. О редкоземельном эвколите из Хибин. — В кн. «Минералы СССР». Вып. 14. Изд-во АН СССР, 1963.
- Афанасьев М. С., Салье Е. А. Месторождения ловчоррита в Хибинах. — В кн. «Хибинские редкие элементы и пирротины». Л., ОНТИ, 1935.
- Барabanов В. Ф. Минералогия апофиллитовых жил горы Юкспор (Хибинская тундра). — В кн. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Вып. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Бонштедт Э. М. К минералогии и геохимии Кукисвумчорра. — Труды СОПС, серия кольская, 1933, 3.
- Бородин Л. С. Основные особенности строения и состава жильных образований Хибинского массива (пегматиты) в связи с вопросами их генезиса и классификации. — Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.
- Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. Изд-во АН СССР, 1959.
- Герасимовский В. И. О типоморфных минералах нефелиновых сиенитов. — В кн. «Вопросы петрографии и минералогии». Т. II. Изд-во АН СССР, 1953.
- Герасимовский В. И. Геохимия и минералогия нефелино-сиенитовых интрузий. — Геохимия, 1956, № 5.
- Гуткова Н. Н. К минералогии горы Юкспор. — Труды СОПС, серия кольская, 1934, 5.
- Дорфман М. Д., Сендерова В. М. Галенит и продукты его окисления в одном из пегматитов Хибинского щелочного массива. — В кн. «Минералы СССР». Вып. 15. Изд-во «Наука», 1964.
- Дорфман М. Д., Белова Е. Н., Забавникова Н. И. Новые данные о рамзаите. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 17. Изд-во «Наука», 1966.
- Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. — Труды Лен. геол. упр. (ГОНТИ), 1939, вып. 19.
- Когарко Л. Н., Гуляева Л. А. Геохимия галогенов в щелочных породах на примере Ловозерского массива. — Геохимия, 1965, № 8.
- Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. — В кн. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937.
- Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд-во АН СССР, 1937.
- Островский И. А. Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 1.
- Татл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. — В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. I. Изд-во АН СССР, 1961.
- Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ферсман А. Е. Геоэнергетический анализ миаскитовых пегматитов Ильменских гор. — Труды Ильменского заповедника, 1936, № 5.
- Щербина В. В. Геохимия. Изд-во АН СССР, 1933.