

УДК 553.064 (571.53)

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПРОЦЕССА ПЕРЕРОЖДЕНИЯ ГРАНИТОВ В ПЕГМАТИТЫ В ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛАХ МАМСКОГО РАЙОНА *

В. Н. Мораховский

О внутреннем строении пегматитовых залежей месторождений Колотовка, Большой Северный, Витимское, «Максимиха», Луговка за последние годы накопилось много данных. Они позволяют отнести мелкозернистые биотитовые граниты к самостоятельным структурным разностям. Целесообразно рассмотреть некоторые особенности взаимоотношений этих пород с крупнокристаллическими разностями пегматитов и дополнить существующие сведения о формах перехода типичных жильных гранитов в горные породы пегматитового облика.

Морфология гранитных тел. Биотитовые граниты и аплитовидные граниты развиты в пегматитах в виде крупных, по несколько метров и даже десятков метров в наибольшем измерении **, ксенолитоподобных тел, резко выделяющихся на фоне крупнокристаллических пород собственно пегматитового сложения. Иногда форма этих тел брусковидная вследствие удлиненности в одном направлении (жила 90 Колотовского месторождения), либо более или менее изометричная (рис. 1), с причудливыми в том и другом случае ограничениями. По характеру контакта с пегматитами можно установить, что пегматит с различной степенью интенсивности перерабатывает и усваивает в процессе собирательной перекристаллизации гранитный материал. В соответствии с этим объемом, который занимал гранит, должен был быть неизмеримо большим. Поэтому подобные тела гранитов ранее называли реликтовыми или реликтами — термином, наиболее соответствующим их генетической сущности. Ограничения реликтов представляют собой либо негативные поверхности граней на контакте с крупнокристаллическими разностями пегматитов, либо весьма расплывчатые и постепенные на контакте с их более мелкозернистыми разностями. Иногда развиваются крупные идиоморфные порфиروбласты полевых шпатов и слюд внутри гранитной массы [Никитин, 1955]. Тогда они, в свою очередь, имеют вид вкрапленников.

Петрографическая характеристика гранитов. Изучаемый гранит представляет равномерно зернистую лейкократовую горную породу со средней величиной зерна (0,4—0,6 мм в поперечнике), массивным сложением, без признаков гнейсовидности. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда с элементами бластеза. Плагноклаз и слюды в основном более идиоморфны. В аплитовидных лейкократовых разностях идиоморфизм отсутствует и все зерна имеют примерно одинаково изометричные ограничения.

* К дискуссии о происхождении пегматитов и явлений перерождения гранитных пород в пегматиты, что впервые описал и объяснил В. Д. Никитин [1952, 1955, 1960] на примере пегматитовых жил Мамской кристаллической полосы.

** Штольня жилы 27 Колотовского месторождения целиком пройдена в подобных гранитах.

Там, где намечаются элементы перекристаллизации, микроклин и кварц образуют бластические формы. В целом гранит имеет свежий облик со слабо намечающейся серицитизацией и пелитизацией полевых шпатов. Примечательно также наличие участков с признаками механического воздействия, что выражается в изогнутости и расщеплении слюд, дроблении, грануляции и мозаично-облачном погасании кварца. В таких местах явления бластеза выражены ярче. Содержание минералов (по данным подсчета в 6 шлифах на столике ИСА) колеблется в следующих пределах (в %): плагиоклаза 33,01—37,2, микроклина 22,7—30,78, кварца 22,1—34,5, биотита 3,17—6,1, мусковита 0,3—2,16; в среднем (в %): плагиоклаза — 37,6, микроклина — 26,7, кварца — 30,6, биотита — 4,4, мусковита — 0,7.

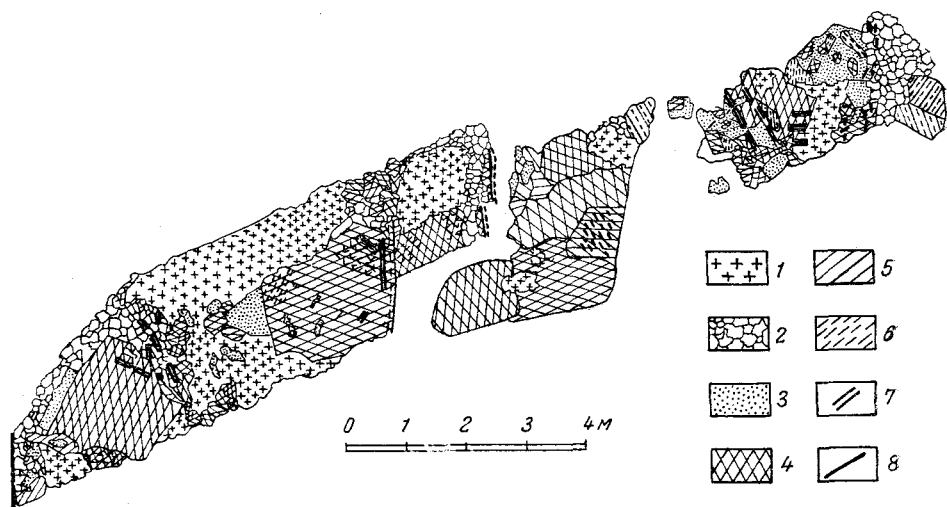


Рис. 1. Восточная стенка карьера жилы 27. Колотовское месторождение.

1 — мелкозернистый биотитовый гранит; 2 — пегматит сегрегационных структур; 3 — кварц; 4 — микроклин; 5 — плагиоклаз; 6 — плоскости ослонения; 7 — мусковит; 8 — биотит.

Плагиоклаз образует короткопризматические кристаллы в гиацинтоиднозернистых и неправильной формы зерна в аллотриоморфнозернистых разностях. Зональное строение не характерно, и в большинстве случаев зональность лишь слабо намечена. Полисинтетические двойники развиты почти во всех индивидах по альбитовому и реже периклиновому законам двойникования. Измерения плагиоклаза на столике Федорова показали содержание анортитового компонента 19—29%. В периферических частях зерен развиты мирмекиты.

Микроклин развит в виде ксеноморфных зерен разных размеров. Как правило, чистый, свежий с правильными веретенообразными двойниками. Часто образует мелкозернистые скопления, иногда крупные бластокристаллы.

Кварц наблюдается в форме изометричных зерен, он более идиоморфен, чем микроклин, слабо замутнен мелкими пузырьковыми включениями и, как правило, имеет облачно-волнистое погасание.

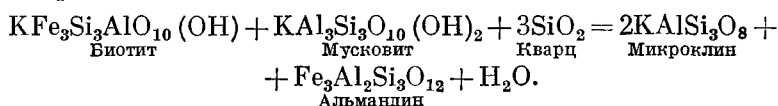
Слюды представлены биотитом и мусковитом в виде неправильных пластинчатых форм. Ориентировка их не обнаруживает признаков гнейсовидности или полосатости. Цвета плеохроизма биотита варьируют от буро-коричневого по *Ng* до буровато-желтого по *Np*. В единичных образцах густота тонов сгущается до почти черных по *Ng* и интенсивно коричневых по *Np*. Внутри отмечаются включения непрозрачного минерала,

окруженного плеохроичными оболочками. Создается впечатление, что мусковит развивается по биотиту, постепенно замещая его вдоль слайности.

Из минеральных примесей в гранитах присутствуют апатит наиболее характерный, часто встречающийся акцессорий, гранит, сфен, циркон, редко ортит. Химический состав гранитов по данным анализов* и числовые характеристики, определенные методом А. Н. Заварицкого следующие:

SiO ₂	69,54	72,74	73,30	72,09
TiO ₂	0,14	0,08	0,06	0,18
Al ₂ O ₃	18,02	15,08	14,16	15,00
Fe ₂ O ₃	0,13	—	—	—
FeO	1,14	1,32	1,68	1,64
MnO	0,02	0,012	0,008	0,012
MgO	0,31	0,19	0,10	0,30
CaO	2,00	1,65	1,10	2,15
Na ₂ O	4,96	4,30	4,60	4,80
K ₂ O	3,75	3,50	3,70	2,80
П. п. п.	0,21	0,80	0,47	0,42
<i>a</i>	15,7	14,1	14,9	14,2
<i>c</i>	2,5	1,9	1,3	2,58
<i>b</i>	4,8	3,3	2,51	2,52
<i>s</i>	77,0	80,7	81,3	80,3
<i>a'</i>	49,2	52,0	31,6	15,8
<i>n</i>	67,3	65,0	65,5	72,0

Для горных пород изучаемого типа характерно почти полное тождество особенностей внутреннего строения для различных пространственно разобщенных тел гранита. Изменения, возникающие в гранитах в контакте с пегматитами изучены впервые В. Д. Никитиным [1952, 1955] и С. А. Руденко [1952]. Установлено, что крупные порфировласты полевых шпатов, а также метакристаллы слюд и минералы редких элементов вырастают в гранитную массу в виде хорошо образованных кристаллов. Зерна кварца могли захватываться растущими порфировластами полевых шпатов. Позднее они преобразовывались, в графические и письменные вроски. В другом случае, когда процессы собирательной перекристаллизации развивались медленнее, разрастающиеся зерна полевых шпатов формировали участки блокового строения. Крупные кристаллы — блоки полевых шпатов — располагаются иногда цепочечно в гранитной породе [Никитин, 1955], свидетельствуя о проявлении трещинной тектоники, создавшей возможность для циркуляции межпоровых растворов и разрастания кристаллов определенных минералов. Данные последующих наблюдений дополняют учение о процессе собирательной перекристаллизации в относительно мелкозернистых гранитных породах. Когда начинается постепенное укрупнение зернистости в гранитах, при совместном росте всех минеральных составляющих происходят следующие изменения: 1) структура становится бластогранитной и гранобластовой, величина минеральных индивидов возрастает до 0,6—3 мм, соответственно увеличивается степень неравномернозернистости; 2) в результате частичного выноса железисто-магнезиальных составляющих породы светлеют, окиси магния и железа становятся в 1,5—2 раза меньше, чем в гранитах. Часто образуется гранат, что, по-видимому, объясняется разложением слюд по известной реакции



Относительное содержание кварца и полевых шпатов сохраняется равным гранитному. Содержание биотита снижается до долей процента,

* Анализы выполнены лабораториями ВСЕГЕИ (Н. И. Ветровой) и СЗГУ (С. И. Быковой и Г. Б. Борухович).

содержание мусковита соответственно возрастает до 3—10%. В целом, порода отличается большей лейкократовостью. Явления перерождения гранитов в аналогичные аплитовидные породы отмечались и ранее [Великославинский и др., 1963], при характеристике пегматитовых жил Чуйского района, а также рядом зарубежных исследователей [Gates, 1963; Jahns, 1962; Vogt, 1931]. Известен еще один способ возникновения другого типа аплитовидных пород в результате процессов рекристаллизации [Гордиенко, 1962] в бериллоносных пегматитовых жилах. Подобные явления в пегматитах Мамского района встречаются редко [Великославинский

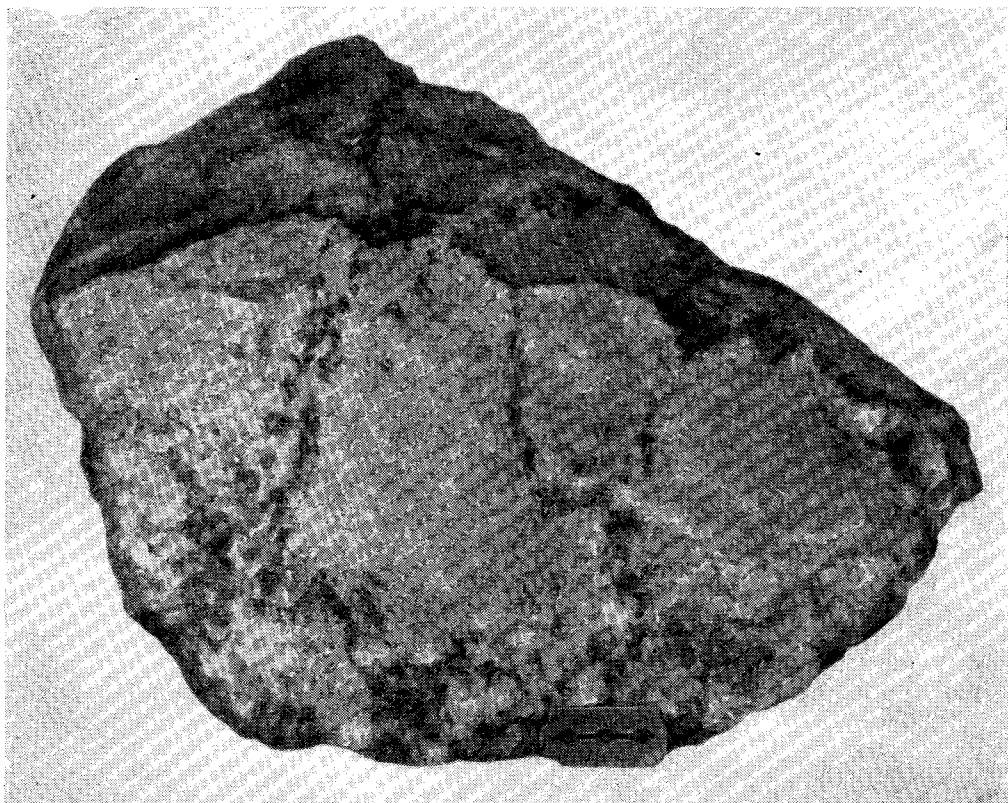


Рис. 2. Зоны рекристаллизации полевого шпата в блоке письменного гранита.

и др., 1963]. Нами также наблюдались сходные явления в блоках письменного гранита (рис. 2), в котором отмечено возникновение петлевидных зон, выполненных кварц-полевошпатовым материалом. Явление рекристаллизации полевого шпата в этих зонах сочетается с собирательной перекристаллизацией кварца из ихтиоглипт. Процесс собирательной перекристаллизации в письменном граните детально освещен В. Д. Никитиным [1955].

Аплитовидные граниты распространены в пегматитовых телах значительно шире, чем биотитовые, и встречаются обычно в сочетании с более крупнозернистыми разновидностями, названными гранит-пегматитами. Последние рассматриваются нами [Мораховский, 1964] как образование следующей стадии перекристаллизации ряда: мелкозернистый биотитовый гранит — среднезернистый аплитовидный гранит — гранит-пегматит.

Процесс перерождения аплитовидных гранитов в гранит-пегматиты протекает тем же путем, что и преобразование гранитов в аплитовидные

породы, и представляет закономерное продолжение первой стадии перекристаллизации. Специфическими чертами этого этапа является дальнейшее увеличение степени бластичности структуры при укрупнении размера зерна до 1—2 см в поперечнике и дальнейшее обогащение пород мусковитом. Процесс собирательной перекристаллизации в аплитовидных породах также протекал под контролем трещинной тектоники (рис. 3), обусловившей образование сетки зон грануляции насыщенных межпоровыми растворами. Внутри монокристаллических «целиков» аплитовидных разновидностей гранита дальнейшая перекристаллизация не отмечается. «Целики» характеризуются массивным однородным сложением.

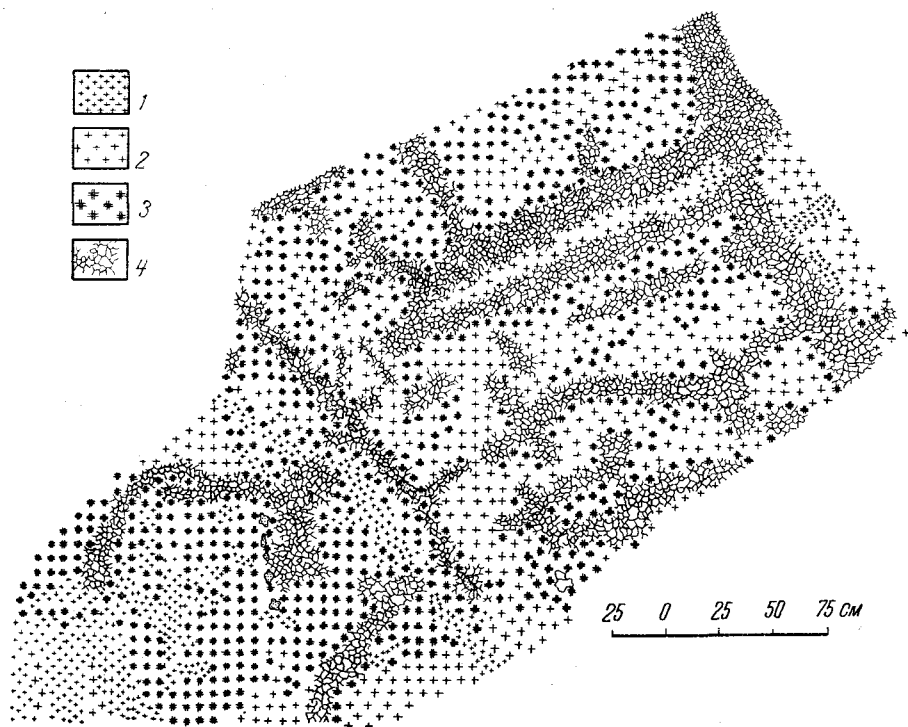


Рис. 3. Течение процессов собирательной перекристаллизации в реликте мелкозернистой аплитовидной породы.

1, 2 — аплитовидная порода соответственно $cd < 1$ мм и d от 1 до 5 мм; 3 — гранит-пегматит; 4 — пегматит сегрегационных структур.

Гранит-пегматиты представляют широко распространенную структурную разновидность пегматитов, слагающую, как известно, более половины объема всей массы пород в залежах типа «гиганто-мигматитов». Они фиксируют определенный этап в процессе формирования пегматитов и являются характерным звеном в общей цепи различных структурных разновидностей, отражающих течение процессов собирательной перекристаллизации в пегматитовых жилах. В связи с этим, следует обратить внимание на случаи нахождения дайкоподобных тел гранит-пегматита в залежах, где развиты крупнокристаллические разновидности пегматитов, блоковых структур и т. п. Пегматиты подобных разновидностей соответствуют более поздним этапам перекристаллизации. Они уже прошли через стадию превращения, которая характеризуется образованием гранит-пегматитов. Следовательно, процесс формирования гранит-пегматитов в дайковых телах, согласно схеме превращения гранит — аплитовидный гранит — гранит-пегматит, должен протекать позже процесса, протекавшего во вмещающих эти дайки пегматитах. Контакты даек, как правило,

постепенные, наблюдаются бластические срастания минералов экзо- и эндоконтакта.

Таким образом, судя по фактическому материалу, пегматиты возникли за счет перекристаллизации разновозрастных гранитов*.

Как отмечено ранее [Мораховский, 1964], по вещественному составу гранит-пегматиты можно отнести к жильной серии гранитов! Различные по составу метаморфические толщи, непосредственно контактирующие с гранит-пегматитами, не оказывают заметного влияния на состав этих гранитов. Это было впервые зафиксировано П. Н. Сучковым на примере пегматитов, соприкасающихся с кристаллическими известняками. Ожидаемого повышения известковистости породы в этом случае не происходило, и гранит-пегматиты даже в самом эндоконтакте не изменились.

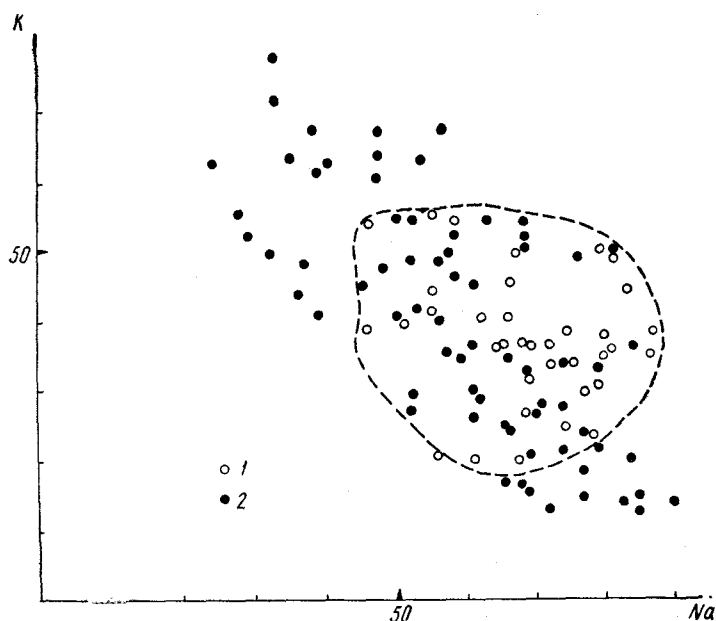


Рис. 4. Диаграмма молекулярного количества K_2O и Na_2O .

1 — биотитовые и аплитовидные граниты; 2 — гранит-пегматиты.

Точно так же отмечены случаи, когда отсутствуют контактовые изменения в гранит-пегматитах и на контактах с высокоглиноземистыми дистеновыми сланцами и породами, богатыми магнием и железом, — амфиболитами.

При анализе петрохимических особенностей процессов перерождения гранит-пегматитов прежде всего необходимо рассмотреть порядок перераспределения щелочей. Данные химических анализов исходных гранитов и гранит-пегматитов свидетельствуют о том, что сумма щелочей в каждой пробе примерно постоянна. При этом недостаток Na компенсируется избытком K, и наоборот. Расхождение в суммарном содержании этих элементов обусловлено тремя причинами: а) возможными колебаниями общей концентрации этих элементов в первичных гранитах; б) погрешностями методики из-за занижения объема отобранных проб; в) неточностью самих анализов. При графическом изображении состава щелочей (рис. 4) точки, однозначно определяющие содержание K_2O и Na_2O каждой пробы, группируются в поле, вытянутое в виде полосы, осью которой является прямая с примерным уравнением: $x + y = 100$, или $K_2O + Na_2O = 100$. Крайние прямые, ограничивающие поле, параллельны данной оси и соответствуют

* Этот вопрос уже обсуждался с несколько иных позиций для пегматитовых жил Мамско-Чуйского района М. А. Завалишиным и В. Н. Чесноковым [1960] с А. С. Никаноровым [1960].

уравнениям: $x + y = 80$ и $x + y = 140$. Как видно на графике, изменение в содержании K_2O и Na_2O происходило за счет миграции их в массу горной породы без существенного привноса и выноса.

Содержание кремнекислоты в изученных горных породах не выделяется среди пород общеизвестного ряда жильных гранитоидов и составляет в основном 68—74%. Содержание глинозема 15—17% и выше; при этом для большинства проанализированных образцов справедливо неравенство молекулярного количества $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$, т. е. породы пересыщены окисью алюминия. Значение величины b , по А. Н. Заварицкому [1950, стр. 115—116], будет обусловлено в таком

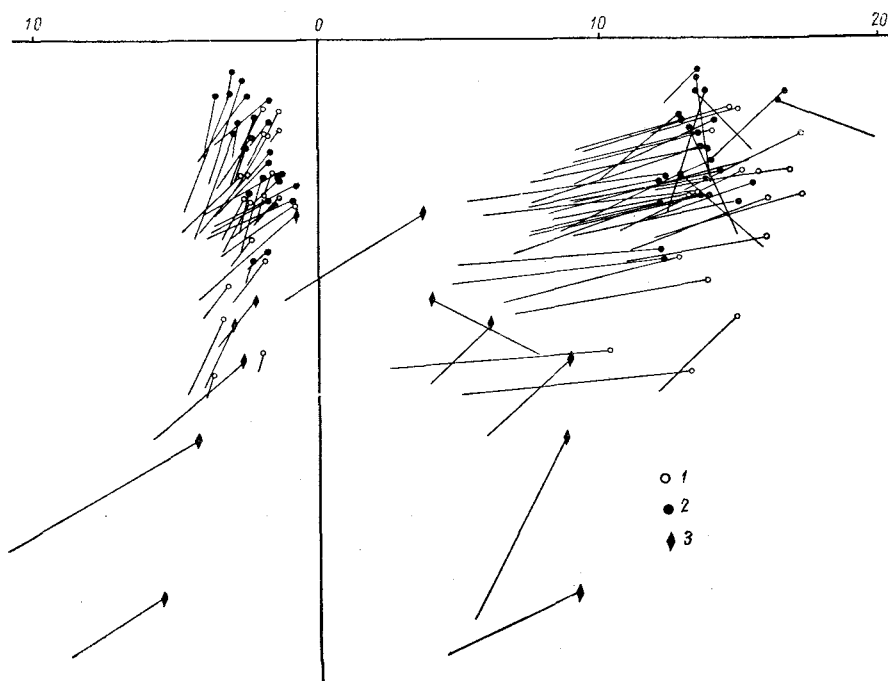


Рис. 5. Диаграмма химических составов (по А. Н. Заварицкому).

1 — биотитовые граниты; 2 — гранит-пегматиты; 3 — биотитовые гнейсы.

случае избытком Al_2O_3 , a' составит 70—80 и выше. Соответственно, на векторной диаграмме (рис. 5) векторы, которые дальше отстоят от горизонтальной оси в поле sba , ориентированы под очень пологими углами. Содержание Na находится в прямо пропорциональной зависимости от содержания Ca , что возможно только в том случае, если оба компонента входят в состав одного минерала — плагиоклаза.

По вещественному составу из всех метаморфических пород наиболее близки пегматитам биотитовые гнейсы со смешанным составом полевых шпатов. Внешний облик их близок биотитовым гранитам. Некоторые исследователи не устанавливали различия между теми и другими и предполагали, что эти гнейсы могут быть исходной породой для пегматитов, одновременно отмечали причастность гнейсов к изохимическому ряду метаморфизма. Для наглядного сравнения данные химических анализов некоторых гнейсов, наиболее близких по вещественному составу и пегматитам, изображены на рис. 5. При этом очевидны две особенности, резко отличающие гнейсы от гранитов: 1) высокое содержание железисто-магнезиальных составляющих при сравнительно бедной щелочности; 2) отсутствие избыточного глинозема.

Эти особенности, по-видимому, показывают ошибочность допущения о том, что гранит-пегматиты и биотитовые гнейсы имеют генетическую связь.

ВЫВОДЫ

1. В результате последовательности процессов собирательной перекристаллизации в гранитах жильного типа Мамской кристаллической полосы возникали крупнозернистые породы аплитового облика, условно называемые здесь аплитовидными гранитами. Они затем были преобразованы в гранит-пегматиты.

2. В течение процессов перекристаллизации этого этапа вещественный состав пород существенно не изменяется. Зависимость содержания K_2O и Na_2O свидетельствует о миграции этих компонентов в пределах определенного объема без заметного их привноса и выноса.

3. Породы описанного ряда пересыщены Al_2O_3 сравнительно с обычными жильными породами гранитного ряда.

4. Пегматиты могли возникать в результате собирательной перекристаллизации разновременных гранитных интрузий.

ЛИТЕРАТУРА

Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Казаков А. Н. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 17, 1963.

Гордиенко В. В. К вопросу о процессах перекристаллизации в пегматитах Зап. ВМО, вып. 6, 1962.

Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых тел в Мамском районе. Мат-лы по геол. полезн. ископ. Восточной Сибири, вып. VI, 1960.

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

Моратовский В. Н. Вещественный состав и внутреннее строение гранит-пегматитовых тел Мамско-Чуйской слюдяной провинции. Зап. ЛГИ, т. XLVII, вып. 2, 1964.

Никаноров А. С. Слюдоносные пегматиты — зоны обильных инъекций Чуйского района. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960.

Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, т. XXVII, вып. 2, 1952.

Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГИ, т. XXX, вып. 2, 1955.

Никитин В. Д. Условия формирования редкометалльных слюдоносных пегматитов. Международный геол. конгресс. Докл. сов. геологов. Изд-во АН СССР, 1960.

Руденко С. А. Полевые шпаты керамических пегматитов Южной Карелии. Зап. ЛГИ, т. XXVII, вып. 2, 1952.

Gates R., Scheerer P. Amer. Mineralogist, v. 48, sept.-okt., 1963.

Jahns R., Tuttle O. Amer. Mineralogist, v. 47, jan. — febr., 1962.

Vogt J. The Physikal Chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks (III second half). Oslo, 1931.