Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
1987, т. 112

УДК 553.064

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТАНОВЛЕНИЯ ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ ПЕГМАТИТОВ МАМСКО-ЧУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

М.А.ИВАНОВ, С.А.РУДЕНКО, Д.Т.СОСИН

Среди слюдоносных объектов Мамско-Чуйской провинции плагиоклазовые пегматиты занимают особое место, что связано со спецификой геологических условий их залегания, состава, строения и слюдоносности [1, 6, 10, 13-15]. Они менее изучены, чем более молодые плагиоклаз-калишпатовые пегматиты, являющиеся основным источником высокосортного крупноразмерного мусковита, однако интерес к ним не снижается в связи с углубленным изучением истории геологического развития провинции и разработкой новых поисковых критериев слюдоносных жил.

В данной статье кратко излагаются результаты многолетнего изучения этих пород - стадийности формирования, специфики и места мусковитовой минерализации в пегматитовом процессе, а также выяснения условий, благоприятных для накопления и сохранения в них значительных концентраций мусковита. Геологическое строение мамских пегматитов и современное состояние дискуссии о их генезисе нами были рассмотрены ранее в серии публикаций [4, 7, 9].

П л а г и о к л а з о в ы е п е г м а т и т ы в и с т о р и и г е о л о г и ч е с к о г о р а з в и т и я п р о в и н ц и и. Генетически и пространственно плагиоклазовые пегматиты связаны с плагиогранитами мамско-оронского магматического комплекса, внедрившимися в мамскую толщу метаморфических пород в период, когда в ней были завершены процессы минералообразования прогрессивного этапа амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Мнения разных исследователей в этом вопросе расходятся [1, 10, 12, 14]. По нашим данным, к моменту внедрения плагиогранитов в метаморфических породах были сформированы плоскостные текстуры, выраженные в расположении минералов наиболее высокотемпературных парагенезисов, и произошло смятие толщи с образованием сильно сжатых изоклинальных складок, которое сопровождалось развитием складок волочения, будинаж-текстур, линейности, гнезд и прожилков сегрегационных пегматоидов[1]. Положение большого числа образовавшихся жил, залежей и массивов плагиогранитов контролирова-

[1] Имеются в виду мигматитоподобные крупнокристаллические образования биотит-кварц-плагиоклазового, дистен-биотит-кварц-плагиоклазового и другого состава, возникшие в процессе перекристаллизации метаморфических пород на прогрессивном этапе метаморфизма [4].

лось, в основном, синскладчатыми сбросо- и взбрососдвигами, возникшими в период образования складок 2-й возрастной группы северо-восточного и субширотного простирания. После внедрения расплава и кристаллизации плагиогранитов, занявших в ряде случаев секущее положение по отношению к изоклинальным складкам I-й возрастной группы и зонам сегрегационных пегматоидов, дальнейшее смятие толщи и рассланцевание пород привело к осложнению формы тел плагиогранитов (особенно это проявилось в крупных складчатых структурах - Дудинской, Левоколотовской и других) и их преобразованию в пегматоидные граниты. На заключительном этапе северо-восточной складчатости в телах плагиогранитов и пегматоидных гранитов формировались зоны плагиоклазовых пегматитов. Формирование этих зон завершалось к моменту внедрения в мамскую толщу плагиоклаз-калишпатовых гранитов мамско-оронского комплекса.

П о с л е д о в а т е л ь н о с т ь и с п о с о б о б р а з о в а н и я м и н е р а л о в. Развитие крупных индивидов породообразующих минералов среди более мелкокристаллических разностей пород в виде цепей бластокристаллов, распределение крупнокристаллических агрегатов среди более мелкозернистой основы породы в виде сложных по форме (вплоть до сетчатых) залежей, особенности контактов между разнозернистыми породами, характеризующиеся постепенными переходами между ними, и близость состава последовательно образующихся плагиоклазовых пород (плагиогранитов → пегматоидных гранитов → пегматитов) позволяют сделать вывод об образовании пегматоидных гранитов, а затем и пегматитов путем собирательной перекристаллизации, осуществлявшейся вдоль систем тектонически проработанных зон. Более ранний процесс перекристаллизации плагиогранитов в пегматоидные граниты происходил преимущественно в условиях одностороннего давления, ориентированного вкрест простирания северо-восточных и субширотных складок 2-й возрастной группы, а также проявления сдвиговых движений в толще, что вместе обусловило полосчато-линейную текстуру большей части этих пород. Процесс перекристаллизации сопровождался перераспределением присущего исходным гранитам калишпата, что связано с большей подвижностью калия на раннем этапе перекристаллизации. Вследствие этого процесса одни части тел (согласные) оказались обедненными калишпатом, а другие (секущие) - обогащенными этим минералом. В согласных (резко преобладающих по объему) участках тел пегматоидных гранитов эти породы приобрели лепидогранобластовую крупнокристаллическую структуру и гнейсовидную текстуру, а в секущих участках (распространенных значительно меньше) - порфиробластовую крупно- и гигантокристаллическую структуру и массивную текстуру. Породообразующие минералы в телах согласного залегания при этом приобрели закономерную кристаллографическую ориентировку, которая свидетельствует о преимущественном разрастании минеральных индивидов при перекристаллизации вдоль плоскостных и линейных элементов текстуры пород, как в S-тектонитах [3].

Дальнейшее преобразование пегматоидных гранитов разного состава завершилось возникновением двух разновидностей пегматитов: существенно плагиоклазового и калишпат-плагиоклазового состава. Собственно плагиокла-

зовые пегматиты развивались за счет перекристаллизации пегматоидных гранитов, обедненных калишпатом (согласные части тел), и в целом наследовали лепидогранобластовую структуру этих пород в отношении как формы, так и закономерной ориентировки минералов. Чаще всего пегматитовые зоны ориентированы параллельно контактам межпластовых залежей гранитов. В таких зонах устанавливается следующая последовательность формирования различных по строению минеральных агрегатов: исходный гранит → графический пегматит → блоковый пегматит. Детальные гониометрические измерения кварц-плагиоклазовых графических срастаний, проведенные Д.Т.Сосиным [II], показали, что эти срастания принципиально не отличаются от «классических" письменных гранитов пегматитовых жил. Породы пегматоидной структуры собственно плагиоклазовым участкам пегматитовых тел не свойственны. Вариации состава и свойств породообразующих минералов невелики, но некоторая эволюция этих особенностей минералов в ряду последовательно образующихся пород все же устанавливается. Так, по данным Д.Т.Сосина [II], в процессе перекристаллизации гранитов в пегматит в плагиоклазе уменьшается содержание анортитового компонента (25-32 % в плагиогранитах, 19-27 % в блоковых пегматитах), в биотите происходит снижение содержания Rb_2O (0,13 % в плагиогранитах, 0,07 % в графических и блоковых пегматитах), снижается содержание Fe^{3+} при сохранении общего уровня железистости, но возрастает глиноземистость[1]. Вместе с тем в процессе перекристаллизации происходило «выравнивание" состава биотита пегматитов с составом биотита метаморфических пород.

Формирование пегматитов калишпат-плагиоклазового состава, в отличие от существенно плагиоклазовых, завершается образованием породы пегматоидной структуры. По-видимому, это связано с повышенным содержанием калия в системе пегматитообразования, обеспечивающим большую подвижность вещества существенно калиевого полевого шпата в сравнении с плагиоклазом. Вследствие этого развитие пегматитового процесса протекало при более значительной дифференциации минерального вещества. Калишпат этих пегматитов, содержащий письменные вростки кварца, встречается в виде одиночных кристаллов среди графического плагиоклазового пегматита. Большая его часть сосредоточена в пегматоидных частях тел, где этот минерал в виде идиоморфных кристаллов окаймляет кварцевые ядра.

Калишпат пегматоидных гранитов и пегматитов представлен низким и промежуточным микроклином, содержащим криптo- и микропертиты. Угол оптических осей $2V = 70\text{-}90^{\circ}$, причем для калишпата пегматоидных гранитов и пегматитов графической структуры характерны минимальные, а для пегматитов пегматоидной структуры - максимальные значения этой величины. В пегматоидных гранитах калишпат имеет наименее упорядоченную структуру: степень триклинности Δp составляет в среднем 0,15, степень моноклинной

---

[1] Приведенные в статье характеристики свойств и состава минералов получены в результате рентгеновского, спектрального, пламенно-фотометрического и химического анализов соответственно 80, 130, 80 и 40 проб.

упорядоченности [5] T_1 = 0,86. В графических и пегматоидных пегматитах степень упорядоченности его структуры выше: Δp = 0,19; T_1 = 0,89 и Δp = 0,87; T_1 = 0,94. Таким образом, в ряду последовательно образовавшихся пород (от ранних к поздним) наблюдается увеличение упорядоченности калишпата. Эта закономерность совпадает с той, которая была ранее установлена для плагиоклаз-калишпатовых пегматитов 2-й возрастной группы [2, 15].

Изучение поведения элементов-примесей [11] свидетельствует о том, что при формировании пегматитов 1-й возрастной группы Ba, Sr, Li, Rb в калишпатах распределяются так же, как и в калишпатах пегматитов 2-й возрастной группы [15]: имеет место понижение содержания Ba, Sr и повышение содержания Li, Rb в поздних генерациях калишпата. Кроме того, по содержанию Ba и Sr калишпаты разновозрастных пегматитов отличаются друг от друга: в калишпатах пегматитов 1-й группы по сравнению с калишпатами пегматитов 2-й возрастной группы меньше Ba (соответственно 0,02 и 0,10 % в блоковых пегматитах), но больше Sr (соответственно 0,04 и 0,01 % в блоковых пегматитах).

На протяжении метасоматического периода формирования пегматитов обеих разновидностей образуются крупнокристаллический мусковит, апатит, ортит, турмалин и гранат. Кристаллы этих минералов нередко характеризуются гнездовым расположением в пегматите, заключают реликты породообразующих минералов, т.е. им присущи все признаки, свойственные метакристаллам. Мусковит представлен двумя генерациями. Сначала образуется мусковит кварц-мусковитового комплекса, а затем мусковит 2-й генерации, наложенный на пегматиты вдоль локально проявленных тектонически ослабленных зон.

Мусковит 2-й генерации по-разному формируется в породах существенно плагиоклазовых и калишпат-плагиоклазовых пегматитов. В плагиоклазовых породах, в силу недостатка в системе калия, мусковит развивается избирательно по биотиту, наследуя его ориентировку. При этом частично замещается и прилегающий к биотиту плагиоклаз. Так формируется мусковит, известный под названием «трещинная слюда» [13]. В калишпат-плагиоклазовых породах мусковит 2-й генерации встречается в разных по структуре зонах, в том числе и в пегматоидной, где он образует пластинчатые и клиновидные кристаллы часто весьма крупных размеров («пегматоидный» мусковит).

Стадии образования. Процесс постмагматической переработки исходных плагиогранитов в пегматоидные граниты и пегматиты в целом осуществляется как процесс собирательной перекристаллизации под влиянием растворов, в первом приближении, нейтральных. Вместе с тем как во времени, так и в пространстве этот процесс протекал не совсем однообразно по двум причинам. Во-первых, по мере понижения температуры системы, несколько изменялись соотношения в подвижности разных компонентов в растворах, что обусловливало различную способность минералов к перекристаллизации. Во-вторых, изменялись свойства пластичности-хрупкости пород, что обусловило разную степень их тектонической проработки, обеспечивавшей локализацию путей просачивания растворов.

В этой связи стадия перекристаллизации расчленяется на два периода. Ранним является период преобразования плагиогранитов в пегматоидные граниты. Он характеризуется высокой подвижностью калия, с чем связана более интенсивная способность к сегрегации калишпата исходных гранитов, основная масса которого крайне неравномерно распределяется в виде порфиробластов, а на участках наиболее интенсивной переработки гранитов – концентрируется в секущих составляющих тел пегматоидных гранитов, так как здесь в силу развития зон отрывной трещиноватости, ориентированных вкрест простирания сдвиговых тектонических нарушений, локально создавались условия пониженного давления и повышенной проницаемости растворов. С точки зрения химизма период образования пегматоидных гранитов мы рассматриваем как проявление р а н н е й щ е л о ч н о й стадии.

Процесс образования собственно пегматитовых пород (второй период стадии перекристаллизации) протекал уже в пределах сравнительно узких тектонических зон. При этом явления переработки в пегматит плагиоклазовых пегматоидных гранитов согласных залежей (основная линия процесса) и калишпат-плагиоклазовых пегматоидных гранитов секущих составляющих тел (побочная линия процесса) протекали, в сущности, уже автономно. Этот процесс характеризуется большей способностью к перекристаллизации полевых шпатов в сравнении с кварцем. Его можно рассматривать как процесс, завершающий раннюю щелочную стадию. Далее формируются породы апографической, блоковой и пегматоидной структур. Этот процесс характеризуется уже большей способностью к перекристаллизации кварца в сравнении с полевыми шпатами. Химизм его отвечает к и с л о т н о й стадии преобразования. Именно в этот период участками образуется кварц-мусковитовый комплекс, при формировании которого имеет место осаждение кремнезема и вынос оснований.

Главным минералом метасоматической стадии, следующей за стадией перекристаллизации, является мусковит, метасоматическое образование которого преимущественно по биотиту сопровождалось выносом Fe и Mg и осаждением Al, что свидетельствует о сохранении условий, соответствующих кислотной стадии. Метасоматический этап завершается образованием апатита, турмалина, граната, в ряде случаев кислого плагиоклаза, что свидетельствует о проявлении п о з д н е й щ е л о ч н о й стадии процесса.

И з м е н е н и я п е г м а т и т о в. В период, предшествующий внедрению плагиоклаз-калишпатовых гранитов, пегматиты I-й возрастной группы испытали в процессе продолжающейся складчатости тектонические деформации. Вследствие этого минералы пегматитов, особенно мусковит и биотит в межпластовых телах, приобрели изгибы, минеральные включения и другие дефекты. В дальнейшем пегматиты еще дважды претерпели изменения.

Первый период изменения протекал синхронно с периодом становления плагиоклаз-калишпатовых пегматитов (2-й возрастной группы). Эти изменения наиболее интенсивно проявились в узлах пересечения разновозрастных пегматитов, причем каждая стадия формирования пегматитов 2-й возрастной группы в той или иной мере, сопровождалась преобразованием плагиоклазовых пород – перекристаллизацией, калиевым метасоматозом, мусковитизацией [4].

Второй период изменения плагиоклазовых пегматитов связан с поздней тектонической активизацией и процессом метасоматического изменения метаморфических пород – эпидотизацией и хлоритизацией, проявившимися после образования пегматитов 2-й возрастной группы. Наиболее интенсивные изменения отмечаются в надвиговых зонах, прерывисто прослеживающихся по всей провинции и сложенных метасоматитами и измененными ортопородами (железистыми биотитовыми гнейсами, амфиболитами и другими породами). В плагиоклазовых пегматитах появляется эпидот, хлорит, сульфиды железа и меди, накапливается ортит. В результате воздействия продуктов окисления медьсодержащих сульфидов на плагиоклаз образуется плагиоклаз-амазонит [8]. В кристаллах мусковита, особенно в зонах деформаций, появляется множество мельчайших вростков кварца, магнетита, биотита и хлорита, причем хлорит обычно развивается, замещая вростки биотита. Имеются данные, свидетельствующие об образовании магнетитовых, кварцевых и биотитовых вростков в мусковите по механизму, напоминающему явление распада твердого раствора [II].

П о и с к о в ы е п р и з н а к и. Важнейшую роль в образовании пегматитовых зон среди плагиогранитов, их мусковитизации и последующем преобразовании кристаллов мусковита, которое снижало их качество, играл тектонический фактор. Установление специфики проявления этого фактора как в пространстве, так и во времени позволило оформулировать как региональные, так и локальные поисковые критерии.

Р е г и о н а л ь н ы е критерии сводятся к следующему:

I. По особенностям складчатого строения провинции выделяются средняя (Мочикитско-олонгринская), центральная и северо-западная структурные зоны [I2, I4]. Бо́льшая часть слюдоносных жил, как установлено на практике, концентрируется в средней зоне. Наименее благоприятна в отношении мусковитоносности центральная зона. Слюдоносные объекты в пегматитах существенно плагиоклазового состава тяготеют к средней структурной зоне, а калишпат-плагиоклазового – к северо-западной. Наибольшие концентрации слюдоносных жил отмечены в участках с максимальной дифференциацией (наиболее интенсивной перекристаллизацией) минерального вещества плагиоклазовых пород, в результате которой калишпат практически полностью был вынесен из согласных частей тел и переотложен в места секущего залегания пород. Участки провинции, где развиты тела пегматоидных гранитов калишпат-плагиоклазового состава (недифференцированные), наименее перспективны для обнаружения слюдоносных зон.

2. В пределах полос проявлений интенсивной пострудной тектоники мусковит деформирован и изменен с образованием минеральных включений двух генетических типов: метасоматических (апатит, ортит и другие минералы) и образовавшихся в результате перераспределения вещества внутри кристаллов (биотит, магнетит, кварц). Такие полосы, в которых плагиоклазовые пегматиты претерпели изменения, имеют северо-восточное простирание и устанавливаются по степени деформированности плагиоклазовых пород и интенсивности проявления в метаморфических породах низкотемпературных метасоматических изменений (эпидотизации, хлоритизации); в их пределах постановка поисковых работ нецелесообразна.

Локальные критерии определяются, помимо влияния состава вмещающих пород, особенностями проявления тектонических нарушений рудного этапа. Такими критериями являются:

1. Наличие слюдоконтролирующих северо-восточных сдвиговых нарушений рудного этапа в метаморфических породах и гранитах, которые фиксируются по возникновению кристаллизационной сланцеватости, полосчато-линейных текстур и зон метасоматического мусковита, наложенных на ранее сформированные текстуры пород в пределах сравнительно узких тектонических зон северо-восточного простирания.

2. Оптимальные условия для накопления мусковита создаются в пегматитовых телах сравнительно небольшой мощности, редко превышающей первые десятки метров.

3. Особенно благоприятные для концентрации крупноразмерного мусковита условия создавались в поперечносекущих и продольносекущих (трубообразных, ориентированных параллельно линейности метаморфических пород) частях тел гранитов и пегматитов, ориентированных под углом к сдвиговым нарушениям рудного этапа.

Морфология, состав, а следовательно, и слюдоносность пегматитов зависят от физико-механических свойств, состава и формы залегания метаморфических пород. Изменения пластичности-хрупкости пород обуславливало формирование различных по морфологии тел гранитов и пегматитов, а также различных по форме и промышленной ценности слюдоносных зон. Так, секущие формы залегания тел гранитов и пегматитов, наиболее благоприятные для концентрации мусковита, наблюдаются на участках, где среди относительно пластичных пород (слюдистых гнейсов и сланцев) залегают пласты более хрупких пород (существенно кварц-полевошпатовых гнейсов и кварцитов), а также там, где метаморфические породы наиболее интенсивно дислоцированы.

Перечисленные поисковые признаки можно использовать при региональном и локальном прогнозировании слюдоносных жил, содержащих как относительно мелкоразмерный, так и крупноразмерный мусковит повышенного качества.

ЛИТЕРАТУРА

Завалишин М.А., Чесноков В.Н. Некоторые особенности форм
ния пегматитовых жил в Ма: м районе. В кн.: Материалы
паемым Восточной Сибири. Иркутское кн. изд-во, 1960, вып. 4, с. 67-79.

2. Иванов М.А. Исследования $\Delta t / \delta i$ упорядоченности полевых шпатов пегматитов в связи с изучением условий их образования (на примере Мамско-Чуйской провинции). В Физика минералов и проблемы типоморфизма. Л., изд. ЛГИ, 1976, с. 75-83.

3. Иванов М.А., Мурашко М.Н., Сосин Д.Т. Закономерности пространственного распределения графических кварц-полевошпатовых срастаний в пегматоидных грани генетическая интерпретация. - Л., 1985. Рукопись представлена ЛГИ. Деп. в ВИНИТИ, 1985, № 983-85. 20 с.

4. Иванов М.А., Сосин Д.Т. Руденко С.А. Явление гибридизма плагиоклазовы. пегматитов Мамско-Чуйской слюдоносной провинции и его поисковое значение. В кн.:

логия, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л., изд. ЛГИ, 1983, с. 3–12.

5. Каменцев И.Е., Сметанникова О.Г. Определение Al/Si -упорядоченности и состава полевых шпатов методом порошка. – Зап. ВМО, 1977, вып. 4, с. 476–480.

6. Никаноров А.С. О разном возрасте слюдоносных пегматитов Мамско-Чуйского района. – Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1959, 20, с. 20–25.

7. Руденко С.А. Развитие учения о генезисе пегматитов в трудах ученых школы Ленинградского горного института. – В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). Л., изд. ЛГИ, 1972, с. 3–29.

8. Руденко С.А., Вохменцев А.Я. Плагиоклаз-амазонит. – ДАН СССР, 1969, т. 184, 2, с. 282–284.

9. Руденко С.А., Иванов М.А., Романов В.А. Пегматитовый процесс в свете новых геолого-минералогических данных. В кн.: Геология и генезис пегматитов. Л., Наука, 1983, с. 113–131.

10. Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., Наука, 1970. 187 с.

11. Сосин Д.Т. Минералого-геохимические особенности формирования плагиоклазовых пегматитов Мамско-Чуйской слюдоносной провинции. Автореф. канд. дисс. Л., изд. ЛГИ, 1986. 25 с.

12. Спиридонов А.В. Магматический контроль мусковитовых пегматитов (Северо-Байкальская провинция). – Сов. геол., 1983, № 5, с. 94–102.

13. Сучков П.М. Трещинный тип месторождений мусковита в Мамской слюдоносной области. – В кн.: Методы использования минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 66–73.

14. Чесноков В.Н. Условия формирования пегматитов в Мамском мусковитовом районе. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., Наука, 1975, с. 182–191.

15. Шмакин Б.М., Макрыгина В.А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М., Наука, 1969. 279 с.