

В. А. ФИЛИПШОВ

О МЕХАНИЗМЕ СТАНОВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ КАЛБА-НАРЫМСКОГО ПЛУТОНА В ЮГО-ЗАПАДНОМ АЛТАЕ

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 2 XI 1970)

Возрастающее количество исследований по проблеме происхождения гранитов в значительной мере смягчило ее дискуссионность в теоретическом плане. Но далеко не определенным остается установление различия между интрузивно-магматическими и метаморфогенными гранитами магматического замещения в конкретных условиях.

До недавнего времени почти ни у кого не возникало сомнений в интрузивной природе всех калбинских и нарымских гранитоидов. Это представление продолжает господствовать и поныне (¹⁻⁶), хотя выявлено уже много фактов, несовместимых с таким представлением. На огромном протяжении — около 500 км — почти непрерывно прослеживаются массивы гранитоидов Калба-Нарымского плутона вдоль Иртышского глубинного разлома и зоны смятия. Они залегают преимущественно среди монотонных по сложению и составу, различно метаморфизованных терригенных песчано-глинистых сланцев такырской свиты $D_3 - C_1$. Известно, что такая приуроченность гранитов к песчано-сланцевым толщам — закономерное и широко распространенное явление для геосинклинально-орогенических зон вообще, и для рассматриваемой Зайсанской складчатой области в частности (^{2, 7-12}).

Гранитоиды здесь делятся на два различных комплекса или две главные «фазы». Более ранние из них, называемые собственно калбинскими или раннекалбинскими, имеют в основном конкордантное залегание в структуре обрамляющих флишеидных сланцев и абсолютный возраст около 270 млн лет. Более молодые, называемые «монастырскими» или позднекалбинскими (позднегерцинскими), залегают чаще несогласно с вмещающими породами, имеют типично интрузивные формы и возраст около 230 млн лет (¹³) (по большому количеству определений (80), разных лабораторий и авторов, усредненные их значения для указанных комплексов соответственно близки к 280 и 260 млн лет). Главная масса редкометальных рудопроявлений района генетически связана с позднегерцинским комплексом более дифференцированных, эвтектоидных и гомогенных гранитоидов (¹³).

Раннекалбинские гранитоиды слагают большую часть плутона, имеют однообразное, чаще порфировидное сложение и гетерогенный состав гранодиоритов — гранитов. Они наследуют от сланцев их полосчатую текстуру и даже реликты складок. Химический состав их также близок к составу сланцев, особенно в эндоконтактовой зоне. Редкие увеличения основности до тоналитов, с проявлением в их составе роговой обманки и реже пироксена у мезократовых разностей (залегающих обычно среди известковистых пород кыстав-курчумской свиты D_3) еще больше подчеркивают зависимость состава и сложения гранитоидов от вмещающих их пород.

На указанные особенности раннекалбинских гранитоидов было обращено внимание в связи с исследованиями редкометальных пегматитов на Калбе еще в сороковые и пятидесятые годы (¹⁴), что и привело нас к

представлению о палингенной их природе (¹⁵, ¹⁶). Дальнейшие исследования как на Калбе, так и в Нарыме подтверждают такие представления (¹⁶, ¹⁷). Унаследованность текстур сланцев гранитоидами ранее либо не отмечалась, либо объяснялась ассимиляцией (¹, ¹⁸) или проявлением протектоникки в интрузивных гранитах (¹, ⁴). Но допущение возможности поглощения сланцев в таких огромных объемах гранитной интрузией (как $500 \text{ км} \times 25 \text{ км} \times 4 \text{ км} (?) = 50\,000 \text{ км}^3$), без нарушения залегания как вмещающих их толщ, так и согласно залегающих с ними останцов кровли и даже мелких ксенолитов внутри гранитных массивов, представляется крайне маловероятным.

После выхода в свет работы Ю. А. Кузнецова (¹⁴), где Калба-Нарымский плутон в целом, наряду с другими, относимыми к формации батолитов, рассматривается как образовавшийся на месте своего становления в результате магматического замещения, появились сторонники компромиссного решения рассматриваемого вопроса. Так, часть массивов калбинских и зменгорских гнейсогранитов, залегающих непосредственно в Иртышской зоне смятия, были признаны палингенными. По зонам рассланцевания и катаклаза вмещающих пород, более проницаемым для растворов, здесь сильнее выражены процессы метасоматической фельдшпатизации и гранитизации, иногда с нечеткими контактами и переходами в неизмененные породы. Но и в этой Иртышской зоне гранитизация рассматривается как результат воздействия внедрения гнейсогранитов и лейкократовых гранитов на вмещающие породы (¹⁹, стр. 329). Массивы же гранитов, расположенные в некотором удалении от Иртышской зоны смятия, продолжают относиться авторами (¹⁹) к сугубо интрузивным образованиям, несмотря на то что эти массивы часто имеют унаследованные реликты структур, текстур и состава сланцев (кроме «монастырских» гранитов).

Главным аргументом в пользу интрузивного механизма становления гранитоидов выдвигается наличие резких контактов их с вмещающими ороговикованными сланцами и экзоконтактовые воздействия на последние, хотя еще в 1952 г. Д. С. Коржинским была теоретически обоснована возможность таких резких контактов и при магматическом замещении (²⁰). Согласно этой гипотезе, контакты возникают вследствие поглощения тепла и понижения температуры до эвтектической на фронте расплавления, а экзоконтактовый метаморфизм вызывается действием опережающего метасоматического фронта. Такая трактовка образования резких контактов кажется недостаточно убедительной для магматитов ортодоксально-интрузивного направления. Следует, однако, учесть, что нельзя провести резкой границы между интродуцированными и палингенными массивами гранитоидов, так как магма, возникшая *in situ* в результате магматического замещения сланцев, может не перемещаться или перемещаться в разной степени, в зависимости от тектонических условий становления. Неодинаковая скорость и расстояние перемещения магмы даже для различных частей одного и того же ее «очага» может вызвать и совместить явления, кажущиеся противоречивыми и трактуемые в пользу палингенного или интрузивного механизма становления гранитов.

Примеры совмещения унаследованных «теневого», «просвечивающих» текстур у гранитов и резких контактов этих гранитов с вмещающими сланцами можно наблюдать в ряде мест Калбы и Нарыма. Контрастно они проявлены в массиве раннекалбинских гранитов на правобережье Бухтарминского водохранилища, при впадении в него р. Бухтармы (около дома отдыха «Голубой залив»). В 1—1,5 км от юго-западного контакта в массиве неравномернозернистых биотитовых гранитов хорошо сохранились реликты складок в сланцах. Они имеют субмеридиональное простирание, как и во вмещающей толще сланцев. Согласно с ними вытянуты и другие элементы план-параллельной текстуры гранитов в виде преобладающей субширотной удлиненности ксенолитов, фенокристов микро-

клина, чешуек биотита и т. п. Реликты складок (как и мелкие ксенолиты сланцев) представлены темными полосками плаггиогранитов, обогащенных биотитом, которые резко выделяются на светло-сером фоне порфировидного гранита по цвету, сложенню и рельефу, выступая на нем, будучи более устойчивыми к выветриванию. Они образуют обычно замкнутые синклинальные формы, с крутым падением крыльев (как и во вмещающей толще!) (рис. 1 и 2).

Такая полосчатость обусловлена первичным чередованием песчаных и глинисто-сланцевых слоев и прослоек в сланцах. При этом более интенсивной гранитизации подвергаются песчаные прослои. Это четко

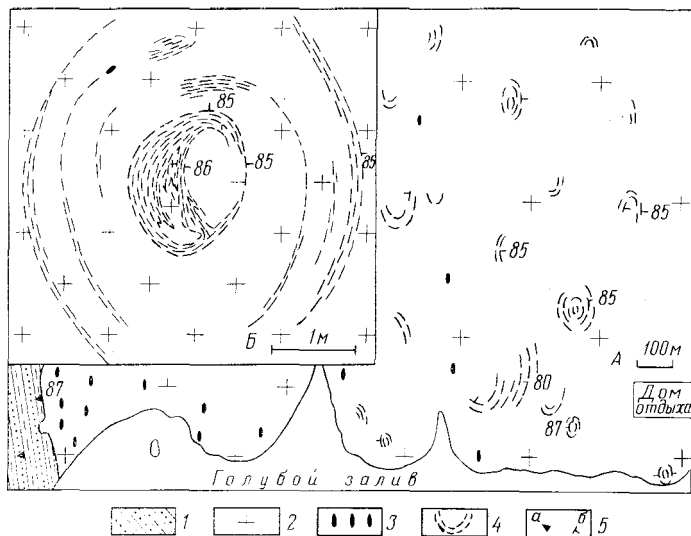


Рис. 1. Реликты складчатых структур сланцев в гранитах Приптышского массива Калбы. А — схематический план участка «Голубой Залив» (размеры реликтов вне масштаба); В — деталь — реликт замка антиклинальной наклонной складки. 1 — ороговикованные песчано-сланцевые породы, 2 — биотитовые порфировидные граниты, 3 — ксенолиты сланцев в граните, 4 — гранитизированные сланцевые прослойки, 5 — элементы залегания контакта и сланцев (а) и реликтов сланцев в гранитах (б)

выражено и в ряде других мест Калбы и Нарыма, особенно в ксенолитах с разными стадиями их гранитизации. Указанное явление избирательной и преимущественной гранитизации на ранней стадии процесса можно объяснить лучшей проницаемостью песчаников для привносимых сюда щелочей, при большем содержании здесь кремнезема. Все это ускоряет достижение анхизвектического гранитного состава в песчаных прослоях по сравнению со слюдисто-глинистыми или мергелистыми, которые в виде реликтов прослоев сланцев преобразуются в плаггиограниты, обогащенные биотитом.

В составе преобладающих здесь гранитов содержится около 35—40% микроклина, ~ 30—40% кварца, 20—25% плаггиоклаза, 5—10% биотита и до 5% мусковита; в составе же реликтовых полос плаггиогранитов: плаггиоклаза 40—45%, биотита 25—30%, кварца 20—25% и микроклина только около 5%. Микроклин замещает плаггиоклаз, содержит его пойкилитовые вроски; здесь интенсивно развита мирмекизация. Рассматриваемые реликты сохранились от полного переплавления и гомогенизации, вероятно, потому, что биотит в них был в избытке по сравнению с эвтектическим составом основной массы гранитного расплава. Возможно, поэтому реликты сланцев в гранитоидах и участки, обогащенные биотитом, часто

дают аномальные результаты при определении абсолютного их возраста, отклоняясь в сторону удреждения.

В эндоконтактовой зоне массива реликтов складок не сохранилось; часто встречаются только отдельные мелкие ксенолиты сильно гранитизированных



Рис. 2. Гранитизированные реликты сланцевых прослоек, выступающие в микро-рельефе гранитоидов

рованных сланцев (с гранатом), хотя при постепенной гранитизации на месте естественно бы ожидать сохранения реликтов сланцев здесь в большей степени, чем в центре «очага» массива. Контакт гранитов с ороговичкованными сланцами (содержащими в экзоконтактовой зоне порфиробласты биотита) резкий и крутой, местами с заливами и уступами (рис. 1, А).

Рассмотренное совмещение противоречивых явлений можно объяснить тем, что большая часть палингенной магмы «очага» в целом, и особенно в центре, была в какой-то мере ламинарно перемещена — интродировала почти без турбулентных движений, тогда как при перемещении расплава вдоль неровных контактов перемешивание и гомогенизация усиливалась. Это перемещение — выдавливание, вероятно, усилило и резкость контактов. Такое объяснение может сблизить противоречивые представления на механизм становления гранитов, имеющих в своей основе палингенную природу.

Восточно-Казахстанское Геологическое управление
Усть-Каменогорский педагогический институт

Поступило
17 X 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Н. А. Елисеев, Петрография Рудного Алтая и Калбы, М.—Л., 1938. ² В. П. Нехорошев, Геология Алтая, М., 1958. ³ В. П. Нехорошев, В кн. Геология СССР, 41, ч. 1, М., 1967. ⁴ Г. Н. Щерба, Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае, Алма-Ата, 1957. ⁵ Н. П. Иванов, В кн. Геология СССР, 41, ч. 1, 1967. ⁶ Д. Г. Ажгирей и др., Геология СССР, 41, ч. 1, 1967. ⁷ Э. От, Геология, 1, 1914. ⁸ Х. Рид, В кн. Проблема образования гранитов, ИЛ, 1950. ⁹ П. Н. Кропоткин, Изв. АН СССР, сер. геол. № 1 (1953). ¹⁰ Ж. Шубер, Новости зарубежной геологии, в. 17, Л., 1959. ¹¹ Ю. А. Кузнецов, Главные типы магматических формаций, 1964. ¹² Ф. Н. Шахов, Тр. I Всесоюз. петрографич. совещ., Изд. АН СССР, 1955. ¹³ В. А. Филиппов, Сов. геол., № 11 (1965). ¹⁴ В. Д. Никитин и др., Зап. Лен. горн. инст., 35, в. 2 (1959). ¹⁵ В. А. Филиппов, Изв. АН КазССР, сер. геол., № 5 (1964). ¹⁶ В. А. Филиппов, Матер. XI Научн. конф. Усть-Каменогорского пед. инст., 1968. ¹⁷ Р. М. Слободской, ДАН, 168, № 2 (1966). ¹⁸ А. П. Никольский, Сов. геол., сборн., 31, 1948. ¹⁹ Ю. Ю. Воробьев, Е. Н. Щеголева, В кн. Геология СССР, 41, ч. 1, 1967. ²⁰ Д. С. Коржинский, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2 (1952).

дают аномальные результаты при определении абсолютного их возраста, отклоняясь в сторону удревнения.

В эндоконтактной зоне массива реликтов складок не сохранилось; часто встречаются только отдельные мелкие ксенолиты сильно гранитизиро-



Рис. 2. Гранитизированные реликты сланцевых прослоек, выступающие в микро-рельефе гранитоидов

рованных сланцев (с гранатом), хотя при постепенной гранитизации на месте естественно бы ожидать сохранения реликтов сланцев здесь в большей степени, чем в центре «очага» массива. Контакт гранитов с ороговичкованными сланцами (содержащими в экзоконтактной зоне порфировласты биотита) резкий и крутой, местами с заливами и уступами (рис. 1, А).

Рассмотренное совмещение противоречивых явлений можно объяснить тем, что большая часть палингенной магмы «очага» в целом, и особенно в центре, была в какой-то мере ламинарно перемещена — интродировала почти без турбулентных движений, тогда как при перемещении расплава вдоль неровных контактов перемешивание и гомогенизация усиливалась. Это перемещение — выдавливание, вероятно, усилило и резкость контактов. Такое объяснение может сблизить противоречивые представления на механизм становления гранитов, имеющих в своей основе палингенную природу.

Восточно-Казахстанское Геологическое управление
Усть-Каменогорский педагогический институт

Поступило
17 X 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Н. А. Елиссеев, Петрография Рудного Алтая и Калбы, М.—Л., 1938. ² В. П. Нехорошев, Геология Алтая, М., 1958. ³ В. П. Нехорошев, В кн. Геология СССР, 41, ч. 1, М., 1967. ⁴ Г. Н. Щербат, Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае, Алма-Ата, 1957. ⁵ Н. П. Иванов, В кн. Геология СССР, 41, ч. 1, 1967. ⁶ Д. Г. Ажгирей и др., Геология СССР, 41, ч. 1, 1967. ⁷ Э. От, Геология, 1, 1914. ⁸ Х. Рид, В кн. Проблема образования гранитов, ИЛ, 1950. ⁹ П. Н. Кропоткин, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1 (1953). ¹⁰ Ж. Шубер, Новости зарубежной геологии, в. 17, Л., 1959. ¹¹ Ю. А. Кузнецов, Главные типы магматических формаций, 1964. ¹² Ф. Н. Шахов, Тр. I Всесоюз. петрографич. совещ., Изд. АН СССР, 1955. ¹³ В. А. Филиппов, Сов. геол., № 11 (1965). ¹⁴ В. Д. Никитин и др., Зап. Лен. горн. инст., 35, в. 2 (1959). ¹⁵ В. А. Филиппов, Изв. АН КазССР, сер. геол., № 5 (1964). ¹⁶ В. А. Филиппов, Матер. XI Научн. конф. Усть-Каменогорского пед. инст., 1968. ¹⁷ Р. М. Слободской, ДАН, 168, № 2 (1966). ¹⁸ А. П. Никольский, Сов. геол., сборн., 31, 1948. ¹⁹ Ю. Ю. Воробьев, Е. Н. Щеголева, В кн. Геология СССР, 41, ч. 1, 1967. ²⁰ Д. С. Коржинский, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2 (1952).