

УДК 551.263.038(575.14)

ПЕТРОГРАФИЯ

З. А. ЮДАЛЕВИЧ, Г. Г. САНДОМИРСКИЙ, Г. К. ЛЯШЕНКО

КОШРАБАДСКИЙ МАССИВ — ПРИМЕР ФОРМАЦИИ РАПАКИВИ В ЮЖНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

(Представлено академиком Ю. А. Кузнецовым 10 V 1972)

Исследованиями (¹, ³, ⁷⁻¹²) показано, что в классических областях развития рапакиви с удивительным постоянством проявляется временная и пространственная связь их с породами повышенной основности и щелочности, которые по отношению к собственно рапакиви-гранитам являются относительно более древними, известны под названием гибридных (⁴, ⁸, ¹⁰) или порфиробластических и метасоматических (¹¹, ¹⁴) пород. В качестве неперенных членов таких ранних образований указываются различные плагиоклазиты: анортозиты (¹, ⁹), лабрадориты (³, ¹³), андезиниты (¹¹), олигоклазовые породы (⁸).

Кошрабадский массив прежде относили к комплексу биотитовых гранитов (⁶) или формации биотитовых гранодиоритов (¹⁵). Нами (⁵) показано,

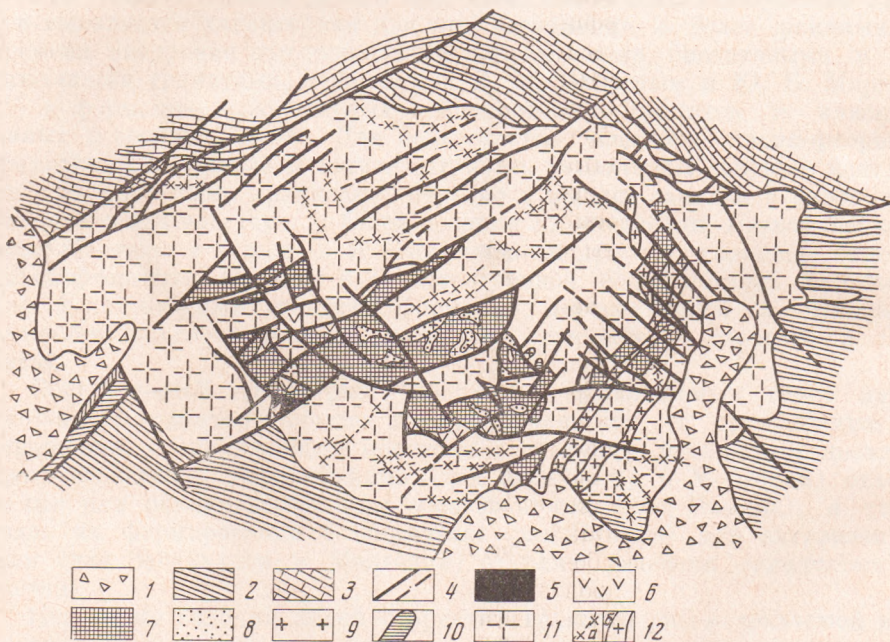


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кошрабадского массива. 1 — четвертичные отложения; 2 — силурийские образования (песчаники, глинистые сланцы, туфопесчаники, туфы андезито-дацитов, силлы диабазов); 3 — кембро-ордовикские отложения (известняки, доломиты, глинистые сланцы); 4 — разломы. Породы ранней ассоциации массива: 5 — габбро (эссекситы); 6 — меласиениты и монцониты; 7 — порфиробластические (овоидные) крупнозернистые сиениты; 8 — андезиниты; 9 — порфиробластические (овоидные) мелкозернистые сиениты. Породы поздней ассоциации: 10 — сиенито-диориты; 11 — объединенные овоидные крупнозернистые и среднезернистые граносиениты; 12 — объединенные жильные породы (эссексит-порфириды, сиенито-диориты, граниты, овоидные граносиениты, кварцевые сиениты и др., маломощные (а) и мощностью свыше 5,0 м (б))

что массив представляет самостоятельный габбро (эссексит)-сиенит-граносиенитовый комплекс. Он находится на южных склонах Северо-Нуратинского хребта, в плане имеет яйцеобразную форму (см. рис. 1) и занимает площадь в 190 км². Контакты его крутые до отвесных. Это сложный pluton, образованный следующими относительно разновозрастными подразделениями (в хронологическом порядке): 1) фельдшпатизированные габброиды; 2) габбро (эссекситы); 3) меланократовые сиениты и монцониты; 4) порфиробластические (овоидные) крупнозернистые сиениты; 5) андезиты; 6) порфиробластические (овоидные) мелкозернистые сиениты; 7) нордмаркиты (жилые); 8) сиенито-диориты; 9) овоидные крупнозернистые граносиениты; 10) овоидные среднезернистые граносиениты; 11) кварцевые сиенит-порфиры, сиенит-пегматиты, пегматоидные граниты; 12) эссексит-порфиры; 13) сиенито-диориты и кварцевые сиенито-диориты; 14) овоидные мелкозернистые граносиениты и нордмаркиты; 15) пегматоидные граниты; 16) кварцевые сиенито-диориты; 17) кварцевые сиениты; 18) граносиениты и граниты.

Породы 1–7 (ранняя ассоциация) сосредоточены в центральной части массива, со всех сторон окружены более молодыми образованиями 8–10 (поздняя ассоциация), с которыми сопряжены в основном по разломам, изредка имеют нормальные контакты, свидетельствующие о более молодом возрасте пород поздней ассоциации. Внутреннее строение массива, таким образом, напоминает кольцевые (°) plutons. В образовании этих подразделений ведущая роль принадлежит процессам метасоматического преобразования (фельдшпатизация, эгиринизация, амфиболитизация) габбрового субстрата, останцы-реликты которого местами (западная часть центральной зоны массива; площадь ~2,0 км²) по площади значительно превосходят «включающие» их сиениты 3; 4 и 6. Метасоматические процессы в ранней ассоциации имеют неравномерное площадное распространение, обусловившее неустойчивость минерального состава,

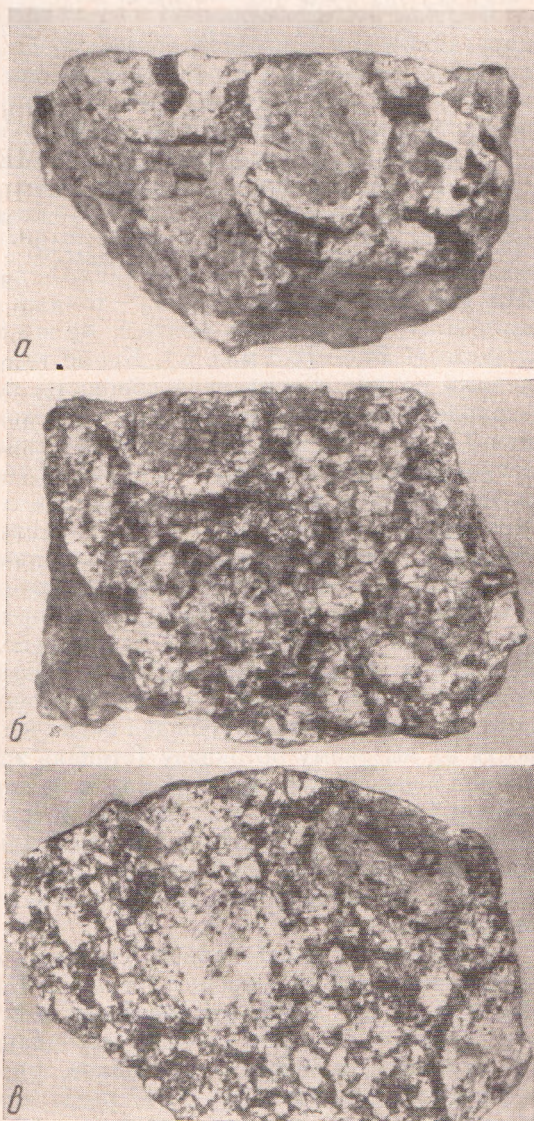


Рис. 2. а — овоиды ортоклаза с олигоклазовой оторочкой в крупнозернистых порфиробластических сиенитах ранней ассоциации; б — то же в крупнозернистых граносиенитах поздней ассоциации; в — овоид ортоклаза, окруженный существенно биотит-гастингситовым агрегатом в жильных нордмаркитах поздней ассоциации

структуры и текстуры пород, связанных друг с другом как постепенными, так и резкими переходами. Небольшие (до 1500 м²) тела подразделений 2; 3; 5 и 6 обычно вырисовываются как шпирообразные автоинтрузивные обособления, незначительно перемещенные от места своего рождения.

Породы 8–18, в отличие от более ранних, несут признаки явно интродуцированных тел с высокой степенью однородности вещественного состава, структур и текстур. Петрохимически они близки к породам соответствующего состава из более ранней ассоциации, что нашло отражение в тождественности профилирующих порообразующих минералов, в частности плагиоклаза (An_{27–28}), амфибола, представленного в основном высокожелезистым гастингситом с повышенным значением $-2V$ (по N_g — темно-оливковый, по N_m — оливковый, по N_p — светло-оливковый; $ng = 1,718–1,747$, $nm = 1,697–1,726$, $np = 1,692–1,719$; $CN_g = 8–26^\circ$; $-2V = 41–76^\circ$; железистость $(2Fe_2O_3 + FeO) / (2Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ варьирует от 79,4 до 84,8 мол.%) и биотита (по N_g — темный непрозрачный, по N_m — оливковый, по N_p — зеленовато-желтый; $ng = 1,657–1,670$, $np = 1,597–1,620$, железистость 71,8–76,3 мол.%). Кроме того, породы ранней и поздней ассоциации роднит структурная общность, выражающаяся в развитии в них вкрапленников-овоидов щелочного полевого шпата (до $10 \times 6–7$ см, в среднем $3,5–4,0 \times 2,0–2,5$ см) и структур типа Prickgranite. Отдельные овоиды сопровождаются ободком олигоклаза (An_{20–25}) в виде монокристалла или мелкозернистой массы, иногда агрегата темноцветных минералов (рис. 2). Местами периферическая часть вкрапленников имеет маргинационную структуру. Вкрапленники ранней ассоциации, судя по взаимоотношениям с главной массой и по реликтам заключенных в нем плагиоклаза и пироксена, являются порфиробластами. В овоидных породах поздней ассоциации они распределены более равномерно. Во вмещающих массивах накоплениях, их ксенолитах в овоидных граносиенитах, а также в маломощных апофизах вкрапленники отсутствуют. Рентгеноструктурный анализ щелочного полевого шпата из овоидов обеих ассоциаций обнаружил принадлежность их высокому ортоклазу (степень триклинности $-\Delta = 0,2–0,3$). Щелочной полевой шпат главной массы из ранних пород также является ортоклазом ($\Delta = 0,2–0,3$), а из главной массы граносиенитов 9, 10 — промежуточным ортоклазом — промежуточным микроклином ($-\Delta = 0,6$) и низким микроклином ($\Delta = 1,0$). Изредка в овоидах из граносиенитов встречаются реликты эгиринизированного пироксена — минерала, этим породам не свойственного.

Особенности вещественного состава обеих ассоциаций позволяют констатировать, что все сообщество пород Кошрабадского массива принадлежит единой природной группе более высокого таксономического ранга по отношению к ранней и поздней ассоциациям, заключающей в себе ряд геолого-петрографических признаков, определяющих ее принадлежность к формации рапакиви (^{7, 14}): 1) разделение на две различных в генетическом отношении относительно разновозрастных ассоциаций, из которых ранняя формировалась в условиях значительного влияния метасоматических (рапакивизирующих) процессов и практически автохтонна, в отличие от явно аллохтонной поздней; 2) высокая железистость пород (от 69,1 до 88,8, обычно выше 70,0%) и их феррических минералов; 3) развитие структур Prickgranite и олигоклазовых, цветных и маргинационных оторочек овоидов ортоклаза.

Возраст данной формации определяется в диапазоне от верхнего силура до ранней перми включительно. Указанные выше признаки определяют ее как «плато-рапакиви» (²), в связи с чем время образования формации необходимо увязывать с платформенным режимом, который в истории геологического развития региона, возможно, обозначен преддевонской консолидацией или этапом спокойного осадконакопления в D₃ + C₁.

Зарафшанская экспедиция
треста «Самаркандгеология»

Поступило
3 V 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ М. И. Безбородько, Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України, Київ, 1935.
- ² В. И. Буданов, ДАН, 151, № 6 (1963).
- ³ Д. А. Великославинский, Тр. Лаб. геол. докембрия, в. 3 (1953).
- ⁴ А. Н. Заварицкий, Петрография Бердяшского плутона. Изб. тр., 2, Изд. АН СССР, 1958.
- ⁵ И. М. Исамухамедов, Петрология Нуратинского батолита, Ташкент, 1955.
- ⁶ Э. П. Исох, З. А. Юдалевич и др., ДАН, 200, № 3 (1971).
- ⁷ Ю. А. Кузнецов, Главные типы магматических формаций, М., 1964.
- ⁸ В. Н. Лодочников, К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы., М., 1927.
- ⁹ В. И. Лучинский, Изв. Варшавск. политехн. инст., Варшава, 1912.
- ¹⁰ А. А. Полканов, Тр. Лаб. докембрия АН СССР, в. 5 (1955).
- ¹¹ Ю. И. Половинкина, В кн. Геологическое строение СССР, 3, М., 1968.
- ¹² Б. Попов, Тр. СПб. общ. естеств., 1897.
- ¹³ В. С. Соболев, Уч. зап. Львовск. унив., 6, в. 5, сер. геол. Изд. Львовск. гос. унив., 1947.
- ¹⁴ Н. Г. Судовиков, Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий, «Наука», 1967.
- ¹⁵ И. Х. Хамрабаев, Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, 1958.