

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.322.2(571.56)

В.А. УТЕНКОВ¹, М.А. ФЕСЕНКО²

**УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОВ
И ПЕГМАТИТОВ ТАРБАГАНАХСКОГО МАССИВА
(КУЛАРСКИЙ ХРЕБЕТ, ВЕРХОЯНЬЕ)**

Сдавливание при кристаллизации гранита Тарбаганахского массива в своде антиклинали приводит к формированию флюидално-гнейсовидных текстур и отделению остаточного пегматитового расплава с дальнейшим его перемещением на периферию комплекса. Двустадийная кристаллизация усилена присутствием Са в расплаве. Ранняя стадия — химическая деанортитизация плагиоклаза, поздняя — молекулярная (инконгруэнтная) кристаллизация калиевого полевого шпата. Отделение флюидно-солевого расплава (с F, В и водой) ведёт к адиабатическому разогреву остаточного силикатного расплава и образованию протяжённых пегматитовых жил. Продукт последней стадии кристаллизации гранита и состав магматической основы пегматита идентичны (кварц и калиевый полевой шпат). Примитивный состав магматической стадии пегматитов (Fe-ортоклаз + кварц) контрастирует с обилием и агрессивным наложением поздних минералов на фоне снижения температуры. Массовая альбитизация — результат перевода Na во флюид при неполном раскислении плагиоклаза. Обилие мусковита и кварца сопряжено с выносом Mg в околопегматитовые турмалиниты и хлоритовые породы, а Са и Fe — в зоны пироксенизации и амфиболитизации вмещающих алевролитов.

К л ю ч е в ы е с л о в а: гранит; пегматит; деанортитизация; адиабатическая декомпрессия; флюидно-солевой расплав.

Тарбаганахский гранитный массив (9–16 км) приурочен к своду крупной антиклинали. По форме массив представляет собой гарполит с крутым (подвёрнутым) юго-восточным контактом и пологими остальными контактами (рис. 1), что позволяет отказаться от его трактовки как батолита. Массив весьма неоднороден по строению и сложен биотитовыми гранитами: массивными, с глыбовой отдельностью в корневой зоне (на юго-востоке) и очково-флюидалными с горизонтальной плитчатой отдельностью при пологом залегании в области выклинивания (на северо-западе) [19].

Граниты сопровождаются многочисленными телами относительно однородных пегматитов (пегматит-аплитов), находящихся внутри массива в его корневой зоне, и за пределами (выше кровли) массива в зоне его субпластового залегания. Пегматиты (пегматит-аплиты) сильно изменены и кроме калиевого полевого шпата и кварца содержат мусковит, альбит, гранат, берилл, мелкий топаз и обильный турмалин.

Вблизи массива вмещающие пермские алевролиты и песчаники либо ороговикованы, либо интенсивно базифицированы с образованием Са-пироксена и амфибола, либо превращены в биотит-мусковитовые слюдиты с турмалином (шерлом, дравитом) и бериллом. К западу и востоку на удалении 1 км во вмещающих породах есть участки с золотым оруденением [18].

По составу (таблица) массивные граниты относятся к умеренно-щелочному ряду. Массивные граниты — кислые, а гнейсовидные — ультракислые породы. При меньшей кремнекислотности массивные биотитовые граниты содержат больше оснований (магний, кальций, железо). Низкое содержание калия в пегматите — следствие альбитизации.

Привлекает внимание специфика структур гранитов, отражающая изменение условий в процессе кристаллизации, и необычный состав пегматитов, в которых кварц и калиевый полевой шпат магматические, а альбит — метасоматический. Ниже

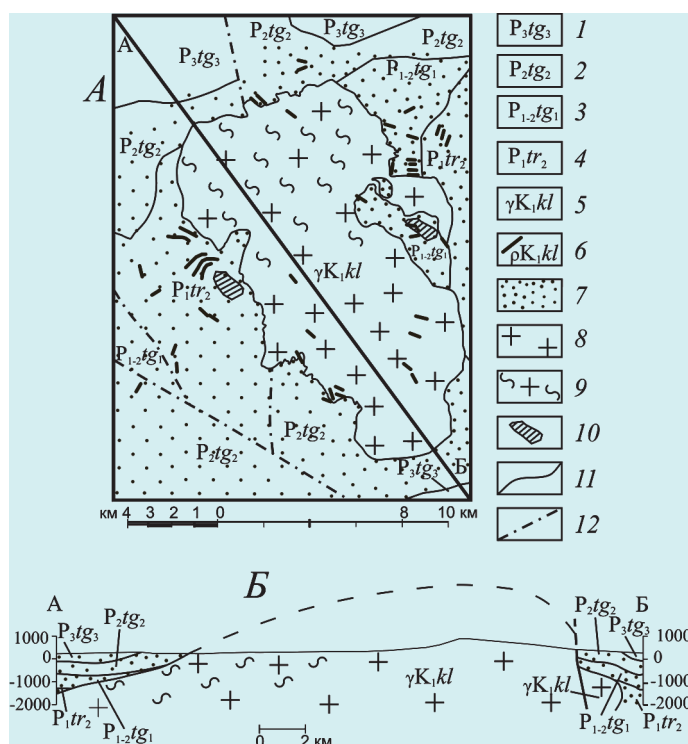


Рис. 1. Схематическая геологическая карта (А) и разрез (Б) Тарбаганского гранитного массива (по [17]): 1–4 – пермские терригенные отложения туогучанской (подсвиты: нижняя, средняя и верхняя) и тарбаганской свит; 5 – биотитовые граниты куларского интрузивного комплекса; 6 – дайки пегматитов; 7 – область контактово-метасоматических изменений; 8 – граниты с массивной текстурой; 9 – граниты с гнейсовидной текстурой; 10 – участки рассеянной рудной минерализации; 11 – границы стратиграфических подразделений и интрузивных тел; 12 – разрывные нарушения

приводится характеристика трёх типов пород: гранитов массивных, гнейсовидных, а также пегматитов.

Граниты массивные (слабо порфировидные)

Внешне однородные массивные или слабо порфировидные биотитовые граниты (с примесью циркона, сфена, магнетита и апатита) занимают центр и юго-восток массива. Биотит образует скопления (рис. 2, а) между кварцем (Кв) и плагиоклазом (Пл), но при этом не образует включений в бесцветных минералах, что свидетельствует о высокой вязкости, а значит, и сухости начального расплава. Из-за присутствия Са в расплаве сначала выделяются плагиоклаз с высокой основностью (андезин, An_{35-40}) и кварц. Затем происходит частичное раскисление плагиоклаза, и только потом образуется калиевый полевой шпат (КПШ), неравновесный по отношению к плагиоклазу повышенной основности.

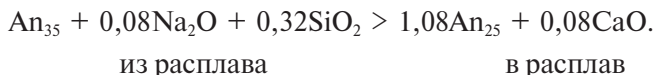
Характерна разная степень раскисления (деанортитизации) плагиоклаза при диффузионном обмене компонентами с расплавом. В одном случае (рис. 2, б) выявлена характерная контрастная

Рентгеноспектральные анализы гранитов и пегматита

Компонент	Гранит биотитовый массивный		Гранит биотитовый гнейсовидный		Пегматит
	3341/1	3341/4	8429/2	8429/5	
SiO ₂	71,24	73,97	75,52	74,57	76,01
TiO ₂	0,51	0,31	0,19	0,30	0,01
Al ₂ O ₃	13,93	14,09	13,34	13,70	14,40
Fe ₂ O ₃	2,88	2,12	1,50	1,92	0,70
MnO	0,04	0,04	0,02	0,03	0,06
MgO	0,82	0,58	0,37	0,41	0,07
CaO	1,28	1,43	1,00	1,23	0,23
Na ₂ O	3,22	3,75	3,98	3,64	5,83
K ₂ O	5,88	3,61	3,94	4,11	2,52
P ₂ O ₅	0,20	0,10	0,14	0,09	0,17
Сумма	100	100	100	100	100

Примечание. Содержание хлора во всех анализах <0,01 мас. %, фтора — 0,016 — 0,053 мас. %, содержание бора и воды не определялось, пересчёт на 100 мас. %; анализы выполнены в лаборатории АСИ центра, ВИМС, аналитик Е.П. Шевченко.

зональность плагиоклаза на границе с кварцем: серицитизированное более основное ядро (An_{35-45}) и только узкая кайма деанортитизации до An_{25} . В другом случае можно видеть слабую, но равномерную деанортитизацию до An_{35} (рис. 2, а) с едва заметной теневой зональностью и чёткой альбитовой каймой. Встречается и глубокая деанортитизация плагиоклаза, которая распространяется на весь кристалл (рис. 2, б). В этом случае сохраняется теневая первичная зональность при одинаковом конечном составе (An_{25}) и сквозном полисинтетическом альбитовом двойниковании через все реликтовые зоны. Превращение $An_{35} \rightarrow An_{25}$ происходит с увеличением объёма, что отражается в деформации наружного кварца, приобретающего зубчатые очертания и мозаичное угасание (рис. 2, б). Плагиоклаз «распухает», поскольку Al не выносится и вместо потери анортитовой молекулы в расплав уходит только CaO, а из расплава поступают Na₂O и SiO₂:



Рост объёма плагиоклаза (V) значительный и составляет 8,02 см³/моль. При этом расходуется кремнезём, и кварц прекращает выделяться.

Деанортитизация плагиоклаза в равновесии с кварцем должна быть учтена при использовании правила фаз, в котором температура и давление воды — изменяющиеся внешние параметры. В системе из трёх компонентов (К) — альбита (Ab), анортита (An) и кремнезёма (SiO₂) — число фаз (Ф) тоже равно трём (Кв, Пл, расплав L), а число степеней свободы (С) равно двум ($C = K - \Phi + 2 = 3 - 3 + 2 = +2$). Реакция деанортитизации $L_1 + An_{35} > An_{25} + L_2$, соответствующая понижению температуры, уменьшает вариантность до +1:

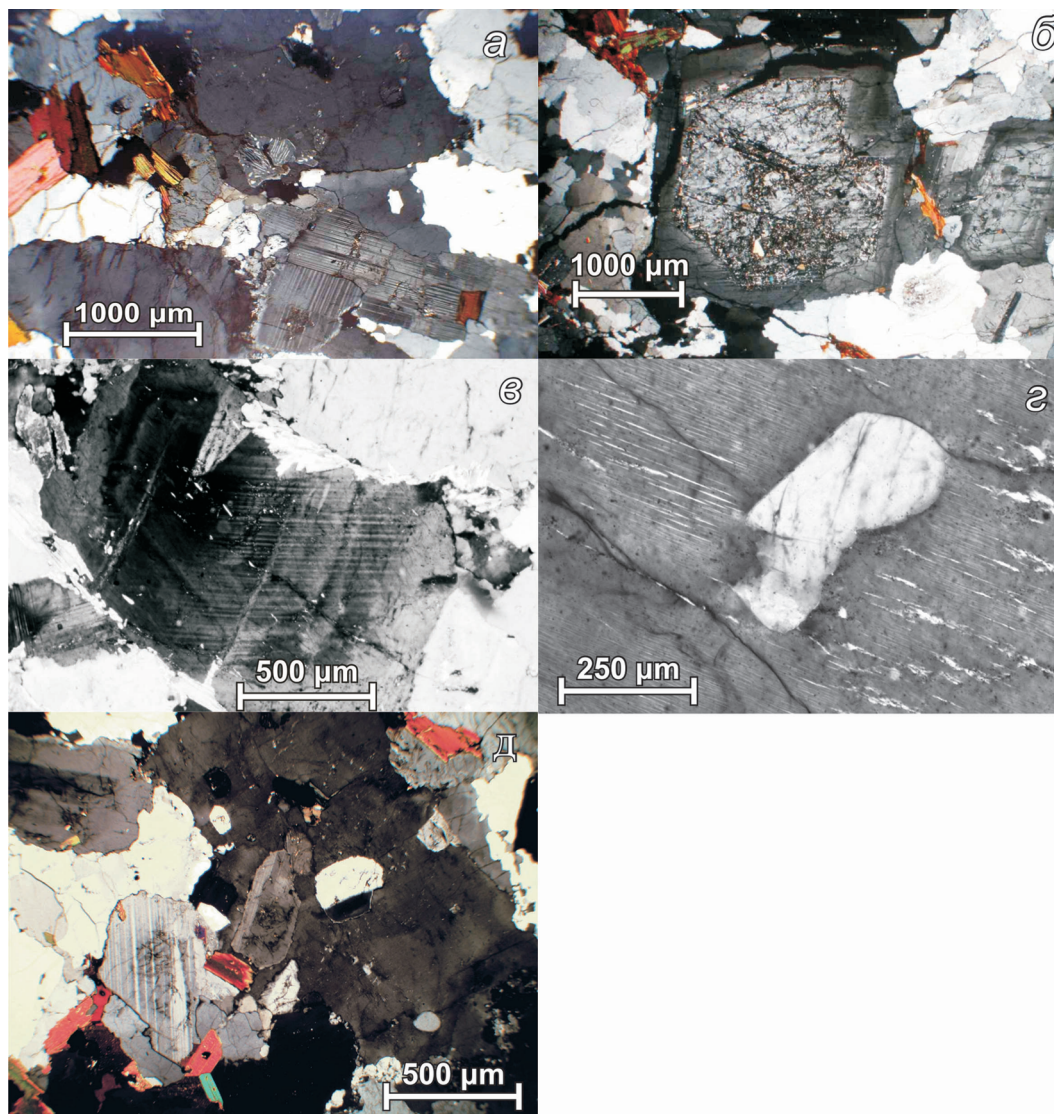


Рис. 2. Структуры массивных гранитов: *а* – гипидиоморфнозернистая структура гранита; видны скопления биотита, кайма альбита вокруг плагиоклаза на границе с КПШ и мirmekиты, с анализатором; *б* – кайма деанортитизации и основное (серицитизированное) ядро плагиоклаза, окружённого кварцем; *в* – сплошная деанортитизация зонального плагиоклаза с развитием сквозного альбитового двойникования; *г* – КПШ с пертитами распада в центре и включением плагиоклаза; *д* – монцонитовая структура: инконгруэнтное растворение плагиоклаза в КПШ при сохранении включений биотита

$$C = K - \Phi + 2 - 1 = 3 - 3 + 2 - 1 \text{ (реакция)} = +1. \quad (1)$$

Это означает, что температура и давление водного флюида, изначально представляющие две степени свободы, могут меняться только синхронно с изменением состава плагиоклаза. Его фиксированный конечный состав (An_{25}) соответствует определённой температуре, связанной с конкретной величиной давления воды. Такое состояние представляет временный баланс между отводом тепла и теплотой, выделяющейся при кристаллизации. Поэтому реальное число степеней свободы в данном (конечном) состоянии равно нулю ($C = 0$). Сочетание сплошной и краевой деанортитизации плагиоклаза (до An_{25}) отражают неравномерное распределение воды в расплаве. Однородная деанортитизация с сохра-

нением теневой зональности — следствие высокого давления воды (500 МПа [26]), а её узкая краевая кайма — низкого (50 МПа [15]).

Калиевый полевой шпат, содержащий до 10–20 % очень тонких пертитов распада в центре, при их отсутствии на периферии (рис. 2, *г*), кристаллизуется инконгруэнтно с растворением в расплаве кварца и наиболее основного плагиоклаза. В результате образуются крупные (до 1 см) порфировидные таблитчатые выделения КПШ с многочисленными ответвлениями. В возникающих монцонитовых структурах (рис. 2, *д*) внутри КПШ устанавливается равновесие с чуть более кислым, чем при деанортитизации, плагиоклазом (An_{20}). Реакция $L_2 + An_{25} + Kв \rightarrow КПШ + An_{20} + L_3$ снижает вариантность системы до единицы, так как число

фаз $\Phi = 4$ (Кв, КПШ, Пл, расплав), число компонентов $K = 4$ (SiO_2 , Ab, An, Kfs), где Kfs — калиево-полевошпатовый компонент:

$$C = K - \Phi + 2 - 1 \text{ (реакция)} = 4 - 4 + 2 - 1 = +1. \quad (2)$$

Возможность моновариантного изменения температуры и давления не согласуется с постоянством состава включений плагиоклаза An_{20} в КПШ. Равновесие этих фаз снова отражает баланс между отводом и выделением тепла при кристаллизации. Соответственно на стадии образования КПШ в равновесии с An_{20} число степеней свободы, как и в предыдущем случае, равно нулю. Нонвариантное состояние в конце обеих стадий (Кв + An_{25} и КПШ + An_{20}) не означает прекращение кристаллизации. Она продолжается, так как возникает местное переохлаждение расплава на фронте роста кристаллов [13, 14].

На заключительной стадии вокруг плагиоклаза, находящегося не внутри, а снаружи КПШ, появляется тонкая альбитовая кайма вдоль границы со смежным кристаллом КПШ (рис. 2, а) в присутствии кварца, формируя конечное тройное эвтектическое равновесие.

Температурная стадийность, устанавливаемая по конечным равновесиям, если исходить из достигнутого на ранней стадии давления воды 500 МПа, составляет 750°C (Кв + An_{25}) [27], 715°C (КПШ + An_{20}) [28], 635°C (Кв + An_0 + КПШ) [22]. Эти равновесия локальны и не противоречат общему снижению температуры, что отражается в зональности щелочных полевых шпатов и плагиоклаза. Отвод тепла соответствует условиям внедрения гранитного расплава в «холодную» осадочную толщу.

Причиной стадийной кристаллизации расплава с промежуточными равновесиями является его неэвтектический начальный состав. Это видно по высокому содержанию СаО в анализах 3341/1 и 3341/4 (таблица). Удаление из системы Са при деанортитизации плагиоклаза и при инконгруэнтной кристаллизации КПШ приближает конечный состав расплава к эвтектическому. Появление апатита внутри деанортитизированного плагиоклаза указывает на тенденцию к сохранению Са в расплаве. Насыщение расплава водой способствует обильному развитию мирмекитов с возвращением в систему Са и Al уже на постмагматическом этапе.

Граниты гнейсовидные (полосчато-флюидалные)

Гнейсовидные граниты краевой фации существенно отличаются от массивных гранитов вследствие того, что стадийная кристаллизация нарушалась действием внешнего фактора — тектоническим выдавливанием остаточного расплава вместе с отделившимся флюидом.

Для этих гранитов характерны мелкоочковые, очково-флюидалные, тонкополосчатые текстуры и структуры течения, образовавшиеся при внедрении и перемещении расплава в своде формирующейся антиклинали. Субгоризонтальная гнейсовидность возникает при слоевом скольжении пологой кровли ещё до окончания кристаллизации расплава, так как деформации подвержены ранние кварц и плагиоклаз, но не поздний КПШ.

Несмотря на деформации, последовательность кристаллизации устанавливается отчётливо. Более того, она выглядит более контрастной по сравнению с массивными гранитами. Ранние зональные кристаллы плагиоклаза (андезина) в процессе деанортитизации намного чаще, чем в массивных гранитах, превращаются в олигоклаз An_{20-25} с сохранением теневой зональности. Докалишпатовые деформации и даже разрушение кристаллов плагиоклаза в гнейсовидных гранитах происходят не вследствие «распухания» при деанортитизации, а из-за подвижности кварца, принимающего на себя внешнюю нагрузку (рис. 3, а, б). В отличие от гранитов центральной и юго-восточной части массива кварц растянут в тонкие линзы, где каждый его индивид имеет сутурные (мелкозубчатые) ограничения (рис. 3, в). Текучесть кварца (синтектоническая рекристаллизация [1]), согласно экспериментам [23], представляет форму пластических деформаций под давлением при высокой температуре. Но, кроме того, большое влияние оказывает и присутствие воды, которая является катализатором многих процессов. Пример относительно «сухой» кристаллизации гранитов Казахстана [15] показывает, что в этих условиях нет признаков текучести кварца, как нет и деанортитизации с соответствующим «распуханием» плагиоклаза. Пример кристаллизации гранитов из водонасыщенного расплава (Морадьский массива, Венгрия [26]) показывает, что вместе с деанортитизацией плагиоклаза происходит его расширение и соответственно растёт давление на кварц, из-за чего весь кварц деформируется, а границы его зёрен становятся сутурными. В изучаемых гранитах, где вместе с ростом давление воды плагиоклаз деанортитизируется, а кварц становится «текучим» (протокатаклиз), добавляется ещё и давление из-за перемещения кровли. В результате кварц образует слоевые агрегаты с выраженными сутурными границами индивидов (рис. 3, в).

Выделяющийся на следующей стадии КПШ растёт с полным поглощением кварца и частичным — плагиоклаза, формируя монзонитовую структуру. Включения плагиоклаза (An_{20}) не имеют альбитовой каймы и сохраняются без растворения, приобретая таблитчатую форму, тогда как реликты более основного плагиоклаза (An_{34}) обладают признаками растворения и округлыми или ксеноморфными очертаниями (рис. 3, г). В отличие от сильной деформации кварца в КПШ лишь иногда по-

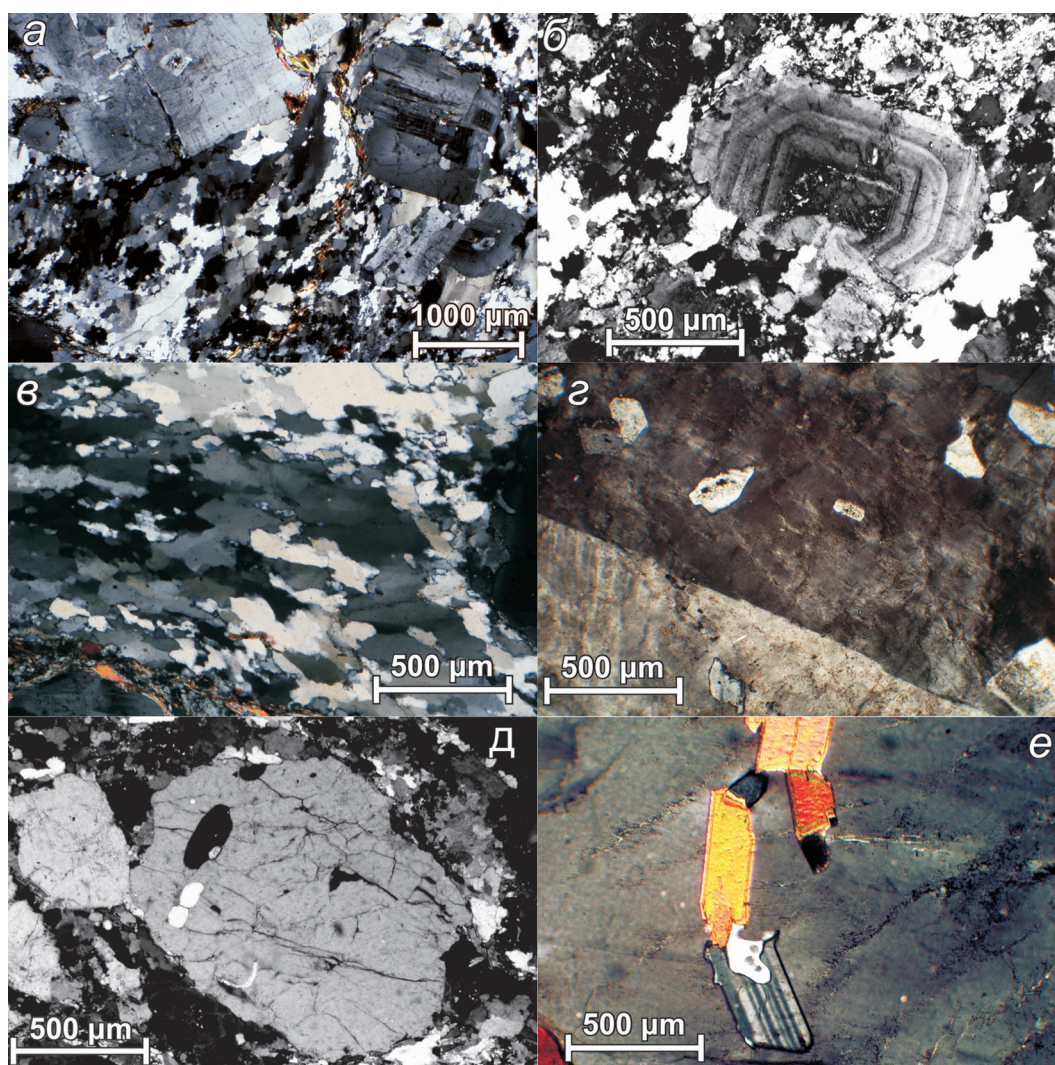


Рис. 3. Структуры гнейсовидных гранитов: *а* — плагиоклаз, сцементированный и расщеплённый сутурным кварцем; *б* — деформированный кристалл плагиоклаза, корродированный агрегатом сутурного кварца; *в* — агрегат кварца с сутурными ограничениями зёрен; *г* — пятнистая неоднородность в простом двойнике ортоклаза; *д* — каплевидные включения кварца (белые) и овальное включение калиевого полевого шпата (чёрное) в плагиоклазе; *е* — кварц-калиевошпатовый симплектит внутри крупного КПШ, содержащего включения плагиоклаза и биотита

являются признаки катаклаза в виде неоднородности (распльвчатой решётчатости).

Явления ранней (докалиевошпатовой) деанортитизации вместе с подвижностью кварца и деформацией плагиоклаза — следствие низкой вязкости расплава. По Э.С. Персикову [11], это происходит из-за того, что при двух механизмах растворения воды в расплаве начальному этапу соответствует химический механизм, когда степень диссоциации воды увеличивается с ростом давления. Увеличение вязкости на втором этапе происходит из-за физического (молекулярного) механизма растворения воды в расплаве, что отражается в инконгруэнтной кристаллизации КПШ без изменения состава реликтового плагиоклаза. Смещение интенсивности реакций расплав—кристаллы на раннюю стадию кристаллизации гнейсовидных гранитов по сравнению с массивными гранитами, по-видимо-

му, обусловлено накоплением флюида в расплаве, занимающем краевую область интрузии.

Весьма важный факт — появление в краевых гнейсовидных гранитах позднемагматических каплевидных включений кварца и КПШ (без альбита) как внутри деанортитизированного плагиоклаза — An_{20} (рис. 3, *д*), так и внутри крупного КПШ (рис. 3, *е*). В первом случае включения Кв и КПШ расположены рядом, но отдельно, а во втором они образуют симплектит с кварцевой основой. Причём кварц-калиевошпатовые симплектиты «прожигают» не только крупный ранний КПШ, но и расположенные внутри него реликты биотита и плагиоклаза (рис. 3, *е*). Таких включений нет в массивных гранитах, где конечное тройное равновесие формируется на стыках зёрен при постепенном доведении краёв плагиоклаза до альбитового состава. Для гнейсовидных гранитов характерны

не тройные, а именно парные конечные равновесия ($Kв + КПШ$), возникающие в результате контрастного и агрессивного внедрения, предполагающего точечное растворение ранних минералов в неравновесном флюиде. На роль компонентов, образующих агрессивный по отношению к ранним минералам флюид, претендуют фтор и бор. В [16] из-за обилия турмалина в боковых породах предполагалось, что причиной разделения расплава является именно бор. Позднее, обнаруженный в пегматитах мелкий топаз позволил привлечь к анализу фтор. Согласно [3, 5], фтор вместе с Na и Al (без Si) и водой образует подвижную солевую жидкость, по составу близкую к криолиту, неравновесную по отношению к ранним силикатам. Сопряженный с ней вязкий силикатный расплав, напротив, обогащён Si и K . Расслоение расплава на силикатный и флюидно-солевой [2, 9, 19] представляет важнейшую стадию для развития последующих процессов, включая рудоотложение.

Ещё раз обратим внимание на прекращение деаортитизации плагиоклаза ниже уровня An_{20} , когда он находится внутри КПШ. Можно предположить, что неизрасходованный Na поступил во флюид. Температура остаточного силикатного расплава ($Kв + КПШ$) оказывается выше той, что была к этому моменту у минералов матрицы (ранних An_{25} и КПШ). Поэтому происходит охлаждение и мгновенная кристаллизация внедрившегося расплава с образованием симплектита. Отделение, по-видимому, происходило на более глубоких горизонтах, где кристаллизация КПШ ещё не была завершена. Эффект прожигания ранних минералов флюидно-солевым расплавом способствует декомпрессии остаточного силикатного расплава с потерей воды и, как следствие, его разогреву. Отсюда возникают и признаки высокой агрессивности поздней ассоциации минералов. В условиях потери остаточным силикатным расплавом воды и фтора температура кристаллизации $>730^{\circ}C$ [25]. Бор, также содержащийся в расплаве, в отсутствие его разделения на две фазы снижает вязкость и температуру кристаллизации [21]. Но турмалин, причём обильный, концентрируется не в гнейсовидных гранитах, а в пегматитах. Экстракция бора во флюидную фазу происходит, видимо, совместно с фтором.

Состав гнейсовидных гранитов отличается от массивных гранитов большим содержанием SiO_2 и меньшим Fe_2O_3 , MgO , CaO при том же количестве щелочей, что переводит гнейсовидные граниты в разряд ультракислых пород (таблица). По-видимому, это связано с накоплением кислотных компонентов (бора и фтора) и дебазификацией расплава при понижении температуры [8, 12]. Кислотность постмагматических изменений также выше, чем в массивных гранитах. Именно для гнейсовидных гранитов, кроме обильных мирмекитов, характерен мусковит, развивающийся по биотиту.

Пегматиты

Пегматиты, образующие многочисленные весьма протяжённые тела (несколько сотен метров), при малой мощности (до 3 м), имеют своеобразный состав и характеризуются отсутствием зональности. Собственно, это не классические пегматиты, а однородные метасоматически изменённые жильные породы, из-за отсутствия гигантокристаллов при документации часто называемые пегматит-аплитами. Иногда внутри пегматит-аплита находится сложенная более крупными кристаллами осевая зона (пегматит). Магматическую основу пегматитов и пегматит-аплитов составляют те же два минерала, которые заканчивали кристаллизацию гнейсовидного гранита — калиевый полевой шпат и кварц. Можно считать, что в отличие от гранитов Ca в расплаве отсутствует. Первым выделялся ортоклаз с простыми бавенскими и карлсбадскими двойниками, затем к нему присоединялся кварц в форме ромбовидных ихтиоглиптов (рис. 4, а). Графические структуры встречаются редко. Обычно кристаллы КПШ размером до нескольких см контактируют с монокристаллическим кварцем. Характерно полное отсутствие пертитов распада в ортоклазе. Вместо альбита в структурах распада присутствует обильный гематит (рис. 4, б). Выделение гематита должно сопровождаться выносом во флюид K_2O и SiO_2 в реакции [10]:



Безнатриевый КПШ и ассоциирующий с ним кварц представляют магматическую основу пегматита и резко контрастируют с обильным метасоматическим альбитом кислотной стадии, замещающим крупный КПШ. На рис. 4, в альбит развивается в виде прожилка вдоль плоскости двойникования ортоклаза. Его сменяет мусковит, пластина которого маркирует эту плоскость. На рис. 4, г альбит развивается от периферии внутрь ортоклаза, а в тылу видны пластинки мусковита. На рис. 4, д альбит и мусковит образуют многочисленные рассеянные таблицы внутри ортоклаза, плоскость двойникования которого деформирована. В тылу у агрегата альбита с мусковитом развивается крупный кварц, содержащий включения альбита (рис. 4, е). Очень большое количество альбита и полное отсутствие его равновесия с КПШ отличают изменения в пегматитах от обычных колонок грейзенизации. Это дополнительно указывает на перевод Na во флюид с контрастными кислотными свойствами относительно минералов магматической стадии. Вместе с альбитом и мусковитом постоянно встречаются топаз и берилл.

Завершается изменение пегматита появлением зернистого агрегата, состоящего из низкотемпературного кварца, внутри которого мусковит растворяется, сохраняясь в мелких реликтах (рис. 4, ж).

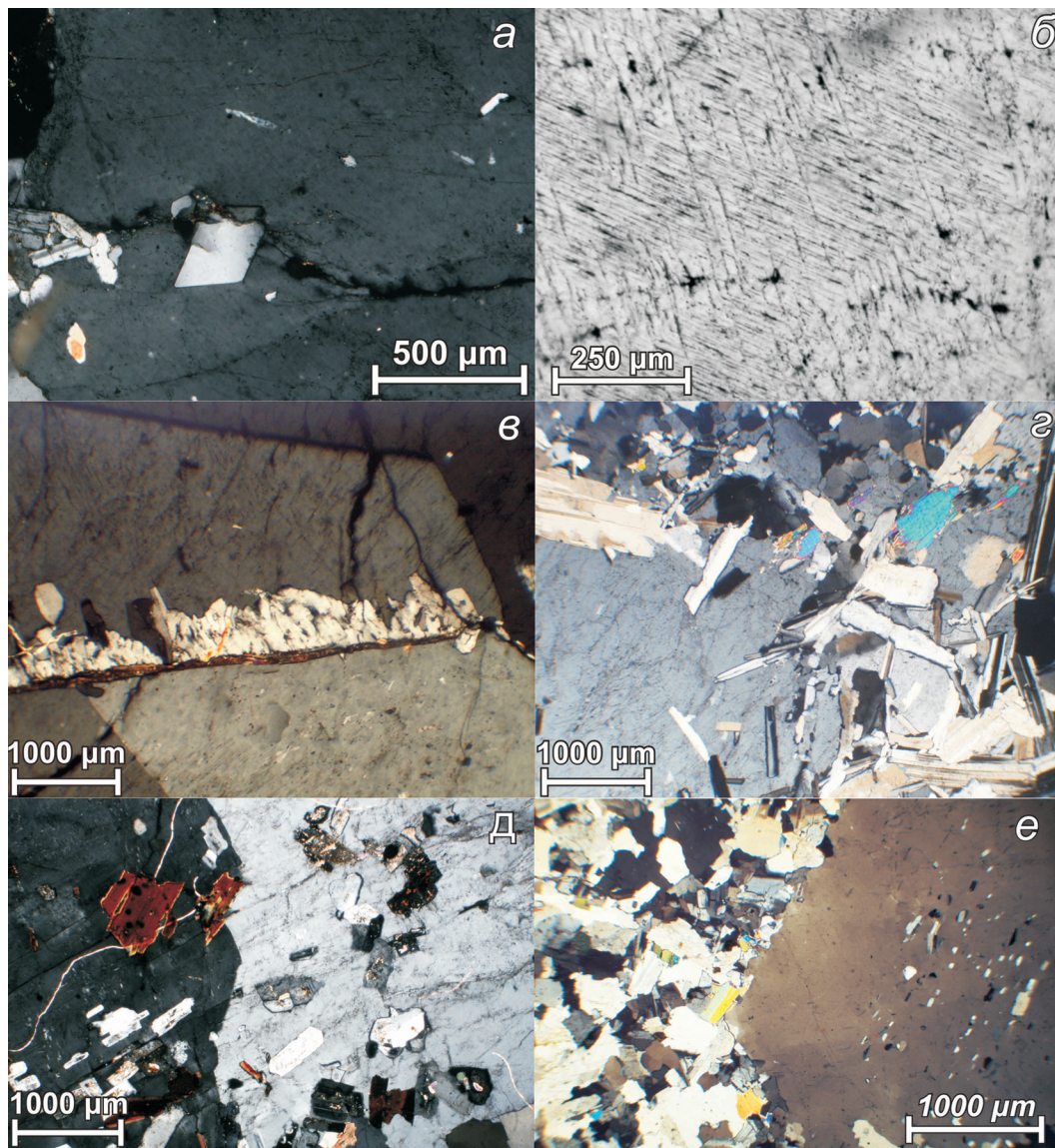


Рис. 4. (а–е). Структуры и минеральные агрегаты в пегматитах: а – ромбовидный ихтиоглипт кварца в калиевом полево шпате; б – структура распада ортоклаза – гематит; в – поздний агрегат альбита, развивающийся вместе с пластиной мусковита вдоль плоскости двойникования в ортоклазе; г – пластинчатый альбит, развивающийся по ортоклазу; д – пластинки позднего альбита и мусковита в ортоклазе с деформированной плоскостью двойникования; е – крупный кварц с включениями альбита;

Для этого кварца, приводимого в справочниках под названием I -тридимит, характерны низкий показатель преломления, тройники и коррозия раннего кварца.

У контакта пегматита кварц-альбитовые метасоматиты резко сменяются мелкозернистыми турмалинитами с кварцем и мусковитом. Их основу составляет оранжевый дравит (рис. 4, з, и). Образование турмалинитов означает уменьшение кислотности по сравнению с кварц-альбит-мусковитовым метасоматитом [6] осевой части пегматита. В другом случае, тоже в краевой части пегматита, с кварц-альбитовым агрегатом (с мусковитом) соседствует не кварц, а зона сплошного светлого хлорита с примесью мусковита (рис. 4, к). Турмалин и хлорит представляют стадию осаждения оснований (Mg).

Условия кристаллизации гранитов и пегматитов

Сравнение геологической позиции, порядка и условий кристаллизации массивных и гнейсовидных гранитов, а также пегматитов показывает, что их становление тесно сопряжено с динамическим фактором. Внедрение расплава в сводовое расслоение антиклинали сменяется сдавливанием ещё до окончания кристаллизации гранита. В результате раннего протокатаклаза (автокатаклаза) гранитов, а затем и катаклаза при перемещении кровли деформируются кварц и плагиоклаз. Возникают полого ориентированные очково-флюидальные текстуры с признаками течения. Важным петрологическим следствием тектонического сдавливания является удаление части остаточного расплава до

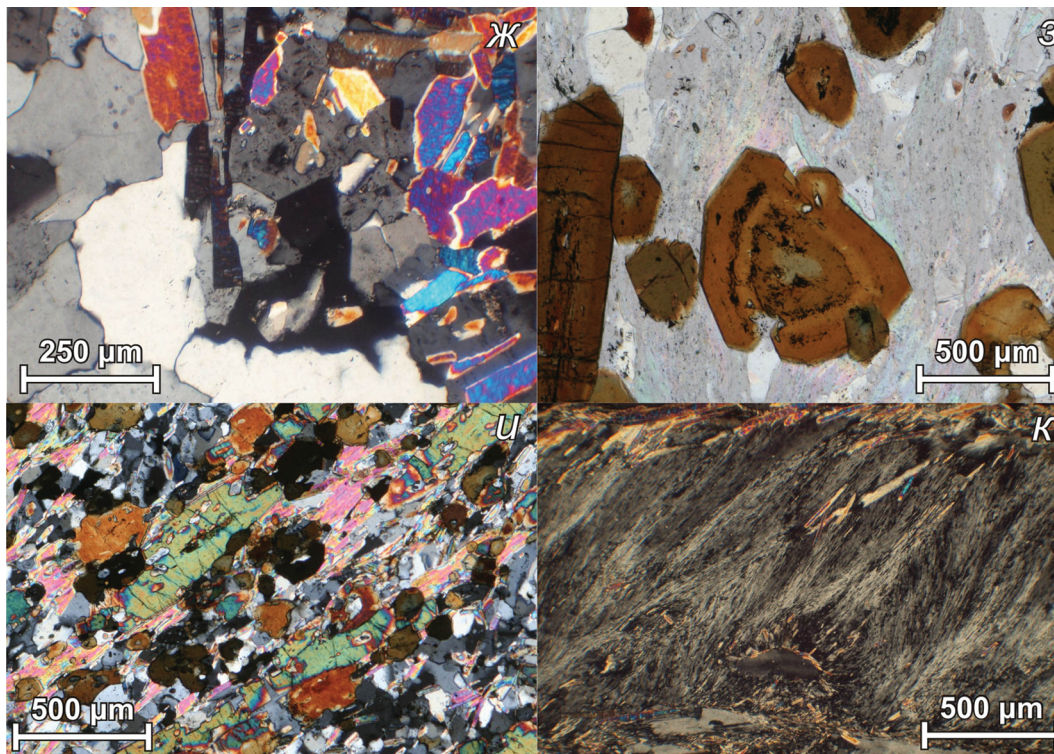


Рис. 4. (ж—к). Структуры и минеральные агрегаты в пегматитах: ж — тройник позднего I -тридимита (в центре) с реликтами мусковита внутри агрегата крупнозернистого кварца; з — оранжевый турмалин (дравит), без анализатора; и — агрегат турмалина, мусковита и кварца; к — агрегат хлорита на границе с

окончания кристаллизации КПШ и кварца повторной генерации. Само появление позднего кварца, присоединяющегося к КПШ, встречается часто в разных гранитных массивах. Кварц вновь выделяется из-за неполноты деанортитизации плагиоклаза и создания избытка кремнезёма в остаточном расплаве. Отсюда следует, что главной причиной возникновения повторной генерации кварца, так же как и монцоструктур с крупным КПШ, является повышенное содержание Са в расплаве [26]. Правда, реализуются эти процессы только в случае высокой водонасыщенности расплава и не реализуются в «сухих» расплавах [15].

Отличительная черта остаточного расплава гнейсовидных гранитов — его высокая подвижность, выраженная в «прожигании» ранних минералов каплевидным агрегатом ($\text{Кв} + \text{КПШ}$), и в периферийном положении пегматитов, основу которых составляют те же два минерала. Очевидно, причина заключается в накоплении флюидно-солевых компонентов (F и B) к концу кристаллизации и перераспределении Na, K, Al, Si между флюидно-солевым и силикатным расплавами. Значение флюидно-солевого (Na-алюмофторидного) расплава, обладающего меньшей плотностью и вязкостью [5], состоит в агрессивном растворении минералов гранитной матрицы, включая биотит, а также в обеспечении «каналов перемещения» силикатного расплава. Значение остаточного силикатного расплава состоит в запечатывании полостей включениями $\text{Кв} + \text{КПШ}$.

Из многочисленных экспериментальных работ известно, что фтор и бор по-разному влияют на кристаллизацию силикатного расплава. Фтор [3, 4] способствует образованию алюмофторидной жидкости, обогащённой Na, но без Si (Na_3AlF_6), в паре с алюмосиликатным расплавом, обогащённым K и образующим как кварц-калишпатовые включения в гранитах, так и магматическую матрицу пегматитов. Отсюда становится понятной чёткая дифференциация калиевого (кварц-калишпатового) магматического парагенезиса пегматита и натриевого (альбитового) метасоматоза начальной стадии. Алюмофторидная жидкость насыщена водой, судя по обильной мусковитизации калиевого полевого шпата, идущей вслед за альбитизацией.

Бор в экспериментах без фтора [24] также способствует переводу Na во флюид. Но если фтор меняет ход магматической кристаллизации гранита, то участие бора проявляется исключительно в пегматитах и, более того, не на главной кислотной стадии метасоматических изменений, а на стадии осаждения оснований.

Температура, при которой происходит отделение (мобилизация) остаточного силикатного расплава вместе с флюидно-солевым расплавом, явно выше, чем температура полевошпатовой матрицы гранита. Высокая температура устанавливается вследствие разогрева при адиабатической декомпрессии [7], вызванной дегазацией расплава (образованием пара, сопутствующего флюидно-солевой фазе). Эта температура выше минимума ($>730^\circ\text{C}$)

Минерал	С т а д и и		
	Ранняя	Промежуточная	Поздняя
	$P_{H_2O}=500 \text{ МПа}, T=750^\circ\text{C}$	$P_{H_2O}=500 \text{ МПа}, T=715^\circ\text{C}$	$P_{H_2O}>500 \text{ МПа}, T=635^\circ\text{C}$: $P_{H_2O}<<400 \text{ МПа}, T>730^\circ\text{C}$
Плаггиоклаз	—	—	—
Кварц	—	—	—
КПШ	—	—	—
Биотит	—	—	—
Циркон	—	—	—
Апатит	—	—	—
Сфен	—	—	—
Магнетит	—	—	—

Рис. 5. Последовательность кристаллизации гранита с различием условий на поздней стадии (а — массивный, б — гнейсовидный)

для кварц-калиевошпатовой эвтектики, а давление воды $<< 400 \text{ МПа}$ [25]. При охлаждении возникают мелкие включения и симплектиты Кв + КПШ в полостях, образовавшихся в результате флюидного «прожигания» более холодных ранних минералов. Параметры кристаллизации расплава гранитов с принципиальным изменением на последней стадии приведены на рис. 5.

Идентичность состава позднемагматических каплевидных включений и магматической матрицы пегматитов (Кв + КПШ) позволяют отождествлять их генетически. Их объединяет дискретное отличие от материнского гранита, которое, как подчеркнуто в [4], не сводится к прямому продолжению кристаллизации гранитной магмы. Натрий целиком переводится во флюидно-солевую фазу с фтором, обеспечивая обильную постмагматическую альбитизацию. Параллельное обезвоживание и разогрев усиливает дискретность событий при отделении пегматитового расплава.

Высокая температура отделения силикатного (без Na) и флюидно-солевого (с Na) расплава подтверждается моноортоклазовым началом кристаллизации пегматита с очень небольшим количеством равновесного кварца, простыми двойниками ортоклаза и значительной примесью в нём железа (гематита в структурах распада). Примитивный парагенезис магматической стадии пегматитов (без альбита) контрастирует с большим разнообразием постмагматической минерализации (с альбитом).

Альбит первым из метасоматических минералов в массовом порядке развивается по КПШ пегматитов. Его обилие — следствие прекращения раскисления плаггиоклаза материнских гнейсовидных гранитов (№ 20) из-за перехода Na во флюид. Вслед за альбитом по КПШ в кислотной реакции гидролиза образуется мусковит вместе с кварцем. Далее в равновесии с альбитом развивается дополнительный кварц, появление которого, по-видимому, вызвано разложением первичного железосодержащего ортоклаза. Fe и Mg присутствовали не только в гранитном, но и в производном от гранита пегматитовом расплаве. Возможно, это связано с растворением в разогретом силикатном расплаве не только

полевых шпатов гранита, но и содержащегося в граните биотита (см. рис. 3, е). Но если Fe в пегматитах выделялось на магматическом этапе в составе КПШ и лишь потом (при кислотном метасоматозе) выносилось, то Mg отлагался только из растворов в турмалине и хлорите. Осаждение Fe и Ca происходит за пределами пегматита при базификации боковых пород (алевролитов, песчаников) с образованием Са-пироксенов и амфиболов.

Выводы

1. Граниты Тарбаганахского массива (гарполита), приуроченного к своду антиклинали, в области выклинивания приобретают гнейсовидность и обилие очково-полосчатых текстур, а по периферии сопровождаются пегматитами.

2. Тектоническое сдвигание и одновременный рост флюидного давления происходят до окончания кристаллизации расплава.

3. Повышенное содержание Са в исходном расплаве является причиной возникновения не только монцоструктур, но и образования дополнительно позднемагматического кварца из-за неполной деанортитизации плаггиоклаза.

4. Вместе с ростом флюидного (водного) давления усиливается контраст между двумя стадиями кристаллизации гранита. На ранней стадии из-за химического взаимодействия с расплавом плаггиоклаз деанортитизируется при сохранении Al. На поздней стадии идёт молекулярное растворение плаггиоклаза и раннего кварца с кристаллизацией калиевого полевого шпата.

5. Кварц второй генерации присоединяется к калиевому полевому шпату в конце кристаллизации в форме каплевидных включений и симплектитов. Их внедрение подготовлено агрессивным растворением ранних силикатных минералов флюидно-солевым (с Na, Al, F) расплавом.

6. Эффект «прожигания» обусловлен заполнением образовавшихся полостей силикатным расплавом (Кв + КПШ), имеющим высокую температуру из-за адиабатической декомпрессии и дегазации.

7. Тектоническое отдавливание остаточного силикатного расплава и находящегося с ним в равновесии флюидно-солевого расплава приводит к образованию во внешнем контуре массива пегматитов и пегматит-аплитов, по составу магматической матрицы не отличающихся от каплевидных включений в граните (Кв + КПШ).

8. Обезвоживание остаточного силикатного расплава и концентрация воды в отделившемся флюиде является причиной высокой температуры кристаллизации расплава пегматитов.

9. Безнатриевый (кварц-калишпатовый) состав магматической матрицы пегматитов резко контрастирует с обильной метасоматической альбитизацией, что является прямым следствием отделения флюидно-солевой жидкости (с Na) и исключительно калиевым составом остаточного силикатного расплава.

10. Обильная альбитизация пегматитов на начальной стадии их метасоматического изменения — следствие неполной деанортитизации плагиоклаза гнейсовидных гранитов и перевода Na во флюид.

11. Следующие за альбитом реакции гидролиза с образованием мусковита и кварца по остаткам ортоклаза отражают понижение температуры.

12. Железо, растворённое в ортоклазе, при метасоматозе выносится за пределы пегматитов, осаждаваясь в Са-пироксене и амфиболе базификатов.

Магний, содержащийся в расплаве пегматитов, осаждается на постмагматическом этапе в дравите и хлорите на контактах жил.

Анализ структуры комплекса в целом и петрографических особенностей пород позволяет обосновать модель последовательной кристаллизации гранитов и пегматитов без ликвации, но с механизмом адиабатической декомпрессии. Мобилизации высокотемпературного пегматитового расплава предшествует двустадийная кристаллизация гранита, вызванная не только способом растворения воды, но и повышенным содержанием Са. Накопление F и B ведёт к отделению силикатного (безводного) и флюидно-солевого (с водой) расплавов, формирующих пегматиты. Их силикатная матрица полностью соответствует остаточному расплаву гранита.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. Реакции и развитие микроструктуры: Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 227 с.
- Граменицкий Е.Н. К познанию эволюции гидротермально-магматических систем // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1986. № 2. С. 3–17.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. Фазовые отношения в ликвидусной части гранитной системы с фтором // Геохимия. 1993. № 6. С. 821–839.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М.: ГЕОС, 2005. 188 с.
- Девятова В.Н., Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах при 800°C и 1 кбар // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 21–36.
- Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 344 с.
- Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 120 с.
- Коржинский Д.С. Метаматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 12. С. 3–6.
- Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1983. Т. XXV. № 1. С. 3–20.
- Минералы: Справ. Т. V: Каркасные силикаты. В. 1: Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты. М.: Наука, 2003. 583 с.
- Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.
- Салова Т.П., Эпельбаум М.Б., Тихомирова В.И., Лютов В.С., Ахмеджанова Г.А. Влияние температуры на кислотно-агрессивность флюида по отношению к силикатному расплаву // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1980. В. 9. С. 175–179.
- Соболев Р.Н. Ограниченность применения диаграмм состав — свойства при анализе процесса кристаллизации магматических расплавов // Изв. РАЕН, секция наук о Земле. 2006. В. 14. С. 45–52.
- Соболев Р.Н. Кинетический подход к кристаллизации магматических расплавов // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 4. С. 543–546.
- Утенков В.А., Третьяков А.А. Порфиroidные граниты позднерифейского узунжальского комплекса (Центральный Казахстан) и причины возникновения мондоструктур // Бюл. МОИП, отд. геол. 2011. Т. 86. В. 6. С. 51–63.
- Утенков В.А., Фесенко М.А. Условия кристаллизации гранитов и пегматитов (Тарбаганахский массив) // XI Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле»: Докл. Т. 1. М., 2013. С. 203–204.
- Федякин А.И. Отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 листа R-53-XX (Куларская площадь). ОАО «Янгеология», 2013.
- Фесенко М.А. Контактный метаморфизм в зоне контакта Тарбаганахского массива // VI Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Молодые — наукам о Земле»: Материалы конференции. М., 2012. С. 97–98.
- Фесенко М.А. Особенности строения и вещественного состава гранитных батолитов куларского комплекса // VI Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Молодые — наукам о Земле»: Материалы конференции. М., 2012. С. 99–100.
- Шекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // Петрология. 2013. Т. 21, № 5. С. 499–516.
- Dingwell D.B., Knoche R., Wedd S.L., Pichavant M. The effect of B₂O₃ on the viscosity of haplogranitic melts // Amer. Mineral. 1992. V. 77. P. 457–461.
- Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F. The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars // J. Geophys. Res., № 69. 1964. P. 759–773.
- McLaren A.C., Retchford J.A. Transmission electron microscope study of the dislocations in plastically deformed synthetic quartz. Physica Status Solidi, 1969. V. 33. P. 657–668.
- Pichavant M. An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 76. P. 430–439.
- Shaw H.R. The from-phase curve sanidine — quartz — gas between 500 and 4000 bars // Amer. Mineralogist. 1963. V. 48. № 7–8. P. 883–896.
- Utenkov V.A. Petrology of the Mórág Granite (SW Hungary) based on the Bátaapáti (Üveghuta) boreholes // Annual Report of the Geological Institute of Hungary. Évi Jelentése 2000–2001. Budapest, 2003. P. 153–188.
- Yoder H.S. Albite—Anorthite—Quartz—Water at 5 kb // Carnegie Institution of Washington. Year Booc 66 (1966–1967). P. 477–478.
- Yoder H.S., Stewart D.B., Smith J.R. Ternary feldspats // Carnegie Institution of Washington. Year Booc 56 (1956–1957). P. 206–214.

¹Российский государственный геологоразведочный университет (117997, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23; e-mail: vutenk@yandex.ru)

²ФГУП «ЦНИГРИ» (117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, к. 1; e-mail: fesenko.marina91@yandex.ru)

Рецензент — Е.Н. Граменицкий