

*ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ*

**ГЕНЕЗИС УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРОВ  
НА СЕВЕРЕ АРАБО-НУБИЙСКОГО ЩИТА**

**Б.А. Литвиновский<sup>1,2</sup>, Н.С. Карманов<sup>1</sup>, Е. Вапник<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

<sup>2</sup> Dept. of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of Negev, P.O. Box 653, Beer-Sheva 84105, Israel

Ультракалиевые кварцевые порфиры (УККП) с содержанием  $K_2O = 6,5—10$ , а  $Na_2O = 0,1—2,5$  мас.% наблюдаются на юге Израиля и на Синайском п-ове (Египет) в бимодальной дайковой свите, образованной на заключительном этапе Пан-Африканского орогенеза. В составе свиты преобладают кварцевые порфиры с  $K_2O = 4—5,5$  мас.%; доля мафических пород составляет < 5% объема свиты. УККП образуют либо редкие дайки, либо участки в дайках кварцевых порфиров. Они имеют магматическую структуру с преобладанием микрогранофирового и сферолитового матрикса. Минералогические свидетельства привноса калия на постмагматической стадии отсутствуют. Признаки низкотемпературной адюларизации, характерной для ультракалиевых риолитов ряда районов мира, не выявлены. Фенокристаллы щелочного полевого шпата в УККП и в кварцевых порфирах имеют одинаково высокие содержания ортоклазовой молекулы ( $\geq 85—90$  %). По данным изучения расплавных включений, магмы, из которых кристаллизовались фенокристаллы кварца как в УККП, так и в обычных кварцевых порфирах, имели состав кварцевого порфира и содержали 2—3 мас.%  $H_2O$ , до ~1 % F и 0,1—0,15 % Cl. Исследованиями на сканирующем электронном микроскопе установлено, что во многих дайках обычных кварцевых порфиров матрикс гетерогенный. Около 50 % составляют округлые и овальные обособления (0,3—15 мм в диаметре) с микрогранофировой и сферолитовой структурами. Обособления существенно обогащены калием и по составу не отличаются от типичных УККП. В межсферолитовом микрокристаллическом агрегате преобладает натрий.

Предложена модель формирования УККП в условиях неравновесной кристаллизации кислой магмы, движущейся по трещинам в холодных вмещающих породах. Внедрявшаяся магма по составу отвечала кварцевому порфиру и содержала 5—7 % фенокристаллов. На ранних стадиях кристаллизации матрикса формировались сферолиты и микрогранофировые обособления, обогащенные калием, подобно тому, как это наблюдается при кристаллизации в гаплогранитной системе. Поскольку система оставалась закрытой для петрогенных компонентов, в остающемся расплаве возрастала доля Na, а неравновесные условия кристаллизации препятствовали выравниванию составов ранних и поздних фаз. В процессе перемещения „магматической каши“ на некоторых участках создавались благоприятные условия для частичной сепарации остаточного расплава и твердой фазы. Вероятными механизмами сепарации могли быть фильтр-прессинг, пристеночная кристаллизация либо разделение жидкой и твердой фаз после достижения так называемого порога жесткого просачивания. УККП представляют собой продукты кристаллизации смеси, состоящей в основном из ранних микрокристаллических обособлений и небольшого количества остаточного расплава.

*Ультракалиевые риолиты, бимодальная свита, дайки кварцевых порфиров, неравновесная кристаллизация.*

**GENESIS OF ULTRAPOTASSIC QUARTZ PORPHYRY  
IN THE NORTHERN ARABIAN-NUBIAN SHIELD**

**B.A. Litvinovsky, N.S. Karmanov, and E. Vapnik**

In southern Israel and on the Sinai Peninsula, ultrapotassic quartz porphyries (UPQP) with 6.5–10 wt.%  $K_2O$  and 0.1–2.5 wt.%  $Na_2O$  were found in a bimodal dike suite that formed at the final stage of the Pan-African orogeny. The suite is made up mainly of quartz porphyry (4–5.5 wt.%  $K_2O$ ); mafic rocks amount to ~5%. The UPQP form rare dikes or patches in quartz porphyry dikes. These are typical igneous rocks with microgranophytic and spherulitic matrices. There is no mineralogical evidence for the gain of K at the postmagmatic stage. Evidence for low-temperature adularization found in some ultrapotassic rhyolites from other world areas has not been revealed either. Alkali-feldspar phenocrysts in the UPQP and quartz porphyries have high contents of orthoclase ( $\geq 85—90$  %). Study of melt inclusions in quartz phenocrysts in both the UPQP and ordinary quartz porphyries showed that the phenocrysts crystallized from magmas of quartz porphyry composition that contained 2–3 wt.%  $H_2O$ , up to ~1% F, and 0.1–0.15% Cl. Scanning electron microscope studies showed that many alkali quartz

porphyry dikes have a heterogeneous matrix. Rounded and oval segregations (0.3–15 mm across) with microgranophytic and spherulitic textures amount to ~50%. They are enriched in  $K_2O$  and are compositionally similar to typical UPQP. In the microcrystalline aggregates hosting these segregations Na dominates over K.

To account for the UPQP generation, a model is proposed for the disequilibrium crystallization of silicic magma during its flow along fractures in cooled country rocks. The magma was of alkali rhyolite composition and contained 5–7% phenocrysts. At the early stages of the matrix crystallization, spherulitic and microgranophytic segregations formed. They were enriched in K, which is typical of a haplogranite system at the beginning of crystallization. Since the system remained closed for major components, the portion of Na in the residual melt increased. The disequilibrium crystallization conditions inhibited a chemical interaction between early and late phases. During the “magma mash” movement, partial separation of the solid and residual liquid phases might have occurred. The likely separation processes were filter pressing, side-wall crystallization, and separation of the liquid and solid phases above the “rigid percolation threshold”. The UPQP resulted from the crystallization of a mixture of early microcrystalline segregations and minor residual melt.

*Ultrapotassic rhyolite, bimodal suite, quartz porphyry dikes, disequilibrium crystallization*

## ВВЕДЕНИЕ

Риолиты с необычно высоким (до 10—11 мас.%) содержанием  $K_2O$  не имеют широкого распространения, однако известны во многих районах мира в лавовых и туфовых толщах либо в малоглубинных дайках [1—10]. Этот тип пород относится разными авторами к калиевым [11] или ультракалиевым риолитам [2]. Он не включен в классификацию магматических пород Международного союза геологических наук (IUGS), а выделенные в классификации высококалиевые известково-щелочные риолиты значительно беднее калием [12]. Поэтому авторы полагают, что термины „калиевый“ или „высококалиевый“ в данном случае вряд ли приемлемы; эти породы целесообразно называть, вслед за Е.Д. Фромбергом [2], ультракалиевыми риолитами. Анализ литературы показывает, что максимальные содержания  $K_2O$  в ультракалиевых риолитах достигают 11 мас.%, а концентрация  $Na_2O$  опускается до 0,1 %, однако нижняя граница по калию и ограничения по величине  $K_2O/Na_2O$  остаются неопределенными. Это вызывает затруднения при дискриминации, поскольку ультракалиевые риолиты обычно тесно связаны в пространстве и во времени с богатыми щелочами калиевыми риолитами (alkaline rhyolite), в которых нередко содержание  $K_2O \geq 5$  мас.%. Мы предлагаем определить нижнюю границу содержания калия (мас.%) в ультракалиевых риолитах величиной  $K_2O/Na_2O > 2$  в породе, как это было сделано С.Ф. Фолей с соавторами [13] для ультракалиевых мафических пород. Такое соотношение, как следует из наших и опубликованных материалов, дает наиболее низкое значение содержания  $K_2O$  в этих породах на уровне ~7 мас.% (при пересчете на безводный остаток).

Специфический химический состав ультракалиевых риолитов обусловил появление разнообразных гипотез их образования, значительная часть которых рассмотрена в обзорной статье Д. Стюарта [11]. Он показал, что, несмотря на дайковую или экструзивную природу и типичные магматические структуры обсуждаемых пород, их образование не может быть объяснено на основе существующих магматических моделей. Такой вывод остается в силе и в том случае, если предположить участие в магматическом процессе флюидов с различными соотношениями воды, галогенов, углекислоты и хлоридов щелочей. Экспериментальные исследования, проведенные в последние 20—30 лет, уже после публикации упомянутого выше обзора не дают оснований для других выводов. Более того, не нашла подтверждения отмечавшаяся раньше тенденция к существенному обогащению альбит-ортоклазовой котектики калием в маловодной гаплогранитной системе [14]. Новые эксперименты позволили установить, что, хотя в этих условиях котектический расплав действительно более богат ортоклазом по сравнению с водонасыщенной системой, соотношение альбитовой и ортоклазовой молекул остается близким к единице в широком интервале давлений [15].

Несмотря на отсутствие экспериментальных обоснований, некоторые исследователи продолжают отстаивать магматическую природу ультракалиевых риолитов, привлекая модель флюидно-магматического взаимодействия. При этом предполагается резкое обогащение сосуществующих с магмой флюидов ионами  $K^+$ ,  $H^+$  и  $F^-$  [1, 2, 10, 16]. Высказано также предположение о накоплении и взрывной потере  $Na^+$  в апикальных частях магматической камеры [17]. Перечисленные модели остаются в ранге гипотез и нуждаются в убедительном подтверждении, так же как гипотезы, опирающиеся на некоторые черты сходства ультракалиевых риолитов с обогащенными калием лунными гранитами, например, гипотеза поздней магматической ликвации [18] или гипотеза импактного анатексиса [19].

В связи с тем, что существующие магматические модели образования ультракалиевых риолитов не согласуются с данными об особенностях химического состава этих пород, многие исследователи отдают предпочтение моделям, основанным на признании ведущей роли метасоматических процессов в накоплении калия [4, 5, 11]. Наиболее популярна модель низкотемпературной адуляризации [9, 20—26].

Некоторые авторы полагают, что источником калия были рассолы, которые просачивались сверху из закрытых морских бассейнов [9, 22].

Ультракалиевые риолиты описаны во многих районах на севере Арабо-Нубийского щита, в частности, на Синайском полуострове в Египте [27], в Иордании [5], на юге Израиля [3, 28, 29]. Их образование традиционно объясняется метасоматической переработкой щелочно-полевошпатовых риолитов, широко распространенных в неопротерозойских вулканических толщах и дайковых роях [3, 5].

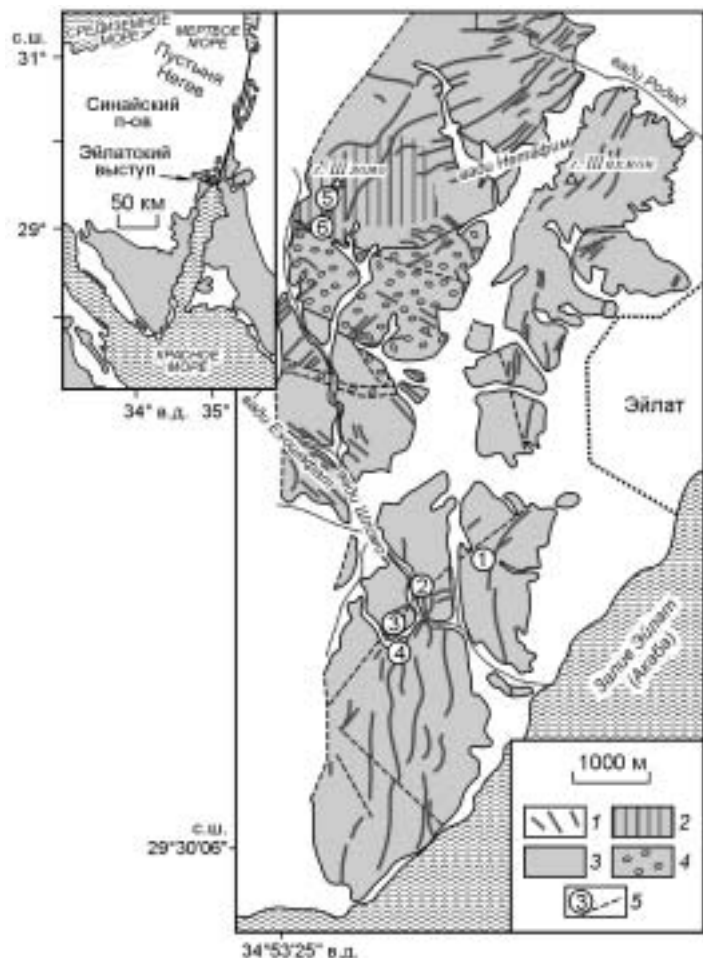
В статье обсуждаются условия образования ультракалиевых риолитов юга Израиля, которые входят в состав бимодальной дайковой свиты, образованной на заключительном этапе Пан-Африканского орогенеза. Опираясь на новые данные, полученные с помощью сканирующего электронного микроскопа и при изучении расплавных включений в фенокристаллах кварца, авторы обосновывают магматическое происхождение ультракалиевых пород. Предложена модель неравновесной кристаллизации риолитовой магмы с последующей сепарацией обогащенного калием микрокристаллического агрегата и остаточного расплава.

### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследование даек проводилось в Эйлатском районе — наиболее крупном на юге Израиля выступе докембрийского фундамента (рис. 1). Этот район, а также близлежащие блоки Амрам, Тимна и выходы докембрийских пород на прилегающей территории Иордании образуют самые северные обнажения Арабо-Нубийского щита (см. рис. 1, врезка). Многочисленные дайковые рои поздней стадии Пан-Африканского орогенеза формировались в течение довольно продолжительного времени (не менее 70 млн лет), примерно от 600 до 530 млн лет назад; их образование связано с фундаментальной сменой геодинамического режима — от преобладающего сжатия к преобладающему растяжению [27, 30—32]. Обычно дайки сконцентрированы в пределах полос шириной 20—40 км, которые прослеживаются с перерывами на сотни километров. Состав слагающих их пород варьирует от базальтового и андезитового до риолитового.

В Эйлатском районе нами выделены четыре последовательных эпизода дайкообразования. Бимодальная свита, в которой обнаружены ультракалиевые кислые породы, была сформирована в течение третьего эпизода. Дайки этой свиты распространены наиболее широко по сравнению с дайками остальных трех эпизодов [33]. В составе бимодальной свиты кислые породы (кварцевые порфиры с подчиненным количеством полевошпатовых риолит-порфиров) существенно преобладают над базитовыми разновидностями. На долю долеритов и трахиандезитов приходится менее 5 % объема. Обычно они слагают краевые зоны композитных даек, которые немногочисленны, но характерны для бимодальной свиты. Индивидуальные базитовые дайки редки.

Дайки кислого состава распространены в пределах изученной площади более или менее равномерно (см. рис. 1), но в районе горы Шломо на участке  $1,5 \times 2$  км дайки кварцевых порфиров слагают от 60 до 90 % общего объема пород [34]. Простираение даек в южной половине района в основном субмеридиональное; к северу оно постепенно сменяется на северо-восточное; на отдельных участках (например, район вади



**Рис. 1. Распределение риолитовых даек бимодальной свиты в Эйлатском районе, Южный Израиль.**

Схема составлена на основе дешифрирования аэрофотоснимков, проведенного В. Вознесенским, с добавлениями и уточнениями авторов. 1 — дайки кварца, риолит-порфиров; 2 — участок с плотностью даек 50—80 %, по [34]; 3 — выступы докембрийского фундамента; 4 — эйлатские конгломераты; 5 — дайка ультракалиевых кварцевых порфиров и ее номер.

Ехошафат) преобладает северо-западное простирание. Дайки обычно вертикальные или крутопадающие; мощность их варьирует от 0,5 до 30 м; протяженность от сотен метров до 3 км, в крупных телах выявляется эшелонирование с размером отдельных сегментов от 0,5 до 1,5 км.

При опробовании даек кварцевых порфиров в некоторых из них были обнаружены ультракалиевые кварцевые порфиры (УККП) с содержанием  $K_2O$  до 10 мас.%. Кварцевые порфиры и УККП визуальнo и под микроскопом не различаются, единственным способом их разделения является химический анализ. В силу этих причин мы располагаем ограниченными данными о геологическом положении УККП, несмотря на то что было просмотрено большое количество шлифов и проведен химический анализ порядка 70 образцов, отобранных на площади  $10 \times 4$  км. На данной стадии изученности УККП известны в семи дайках из разных частей Эйлатского района (см. рис. 1). Из них одна дайка была детально опробована по простиранию и вкрест простирания. Установлено, что УККП слагают только ее северную часть протяженностью более 1,3 км и мощностью от 8 до 10 м, а южная половина дайки состоит из ординарных кварцевых порфиров (см. рис. 1, дайка 1). Еще одна дайка (см. рис. 1, дайка 2) на протяжении около 200 м представлена УККП, а ее возможное продолжение на противоположном склоне вадии Шломо имеет состав кварцевых порфиров. На горе Шломо закартирована и опробована в одном поперечном пересечении композитная дайка, центральная часть которой мощностью до 25 м сложена УККП, а узкие (1—1,5 м) краевые зоны представлены трахидолеритами (см. рис. 1, дайка 5). Таким образом, имеющиеся геологические наблюдения свидетельствуют о тесной пространственной и, вероятно, временной связи между ординарными и ультракалиевыми кварцевыми порфирами.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

**Химический анализ пород** на породообразующие оксиды производился методами ААС и титрования в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Концентрации Rb, Sr, Ba, Y, Zr и Nb определялись рентгенофлюоресцентным методом на спектрометре VRA-30 (ГИН СО РАН). Редкие земли и некоторые следовые элементы (Hf, Ta, Th, U, Ga, Cu, Pb, Zn, Sc и Cs) анализировались методом ICP-MS в ИМГРЭ (г. Москва) и в Национальном Тайваньском университете (г. Тайпей). Ошибка анализа для следовых элементов составляет меньше 10—15 %; для всех РЗЭ (кроме Lu) — 1—5 %; для Lu — 9—10 %.

**Микрозондовый анализ минералов** выполнен на модернизированном микроанализаторе MAP-3 (ГИН СО РАН). Анализ производился электронным пучком диаметром 2—3 мкм при напряжении 20 кВ и электронном токе 40 нА; время счета 20 с. Пределы обнаружения составляют от 0,05 до 0,09 мас.% для  $Na_2O$ , MgO,  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ ; 0,01—0,05 мас.% для Cl,  $K_2O$ , CaO,  $TiO_2$ , MnO и FeO; 0,06—0,15 мас.% для BaO; 0,3—0,4 мас.% для SrO и F.

**Изучение состава и структуры матрикса и фенокристаллов** производилось в ГИН СО РАН на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430 VP (LEO Electron Microscopy Ltd) с энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy-300 (Oxford Instruments Analytical Ltd) при ускоряющем напряжении 20 кВ, электронном токе <0,5 нА, размере зонда 0,1 мкм. Несмотря на малый размер зонда, локальность метода при данном ускоряющем напряжении в силикатных минералах составляет 3—5 мкм, что обусловлено рассеянием электронов в материале образца. В режиме анализа время набора спектров составляло 50 с, в режиме получения карт поэлементного распределения оно варьировало от 40 до 90 мин. Для снижения влияния микрорельефа образца на точность анализа большая часть анализов минералов выполнялась на небольших участках шлифа в режиме раstra. В этом же режиме выполнялись анализы для получения среднего состава структур распада (замещения) полевых шпатов и для оценки состава микроучастков породы. Режим анализа зондом в точке применялся нами лишь в случае необходимости получения состава минеральных фаз размером 5—10 мкм или для идентификации фаз при их размере менее 5 мкм. Стандартное отклонение результатов анализа для полевых шпатов составляет (мас.%):  $SiO_2$  — 0,44—0,48;  $Al_2O_3$  — 0,27—0,28; FeO — 0,11;  $Na_2O$  — 0,12—0,22;  $K_2O$  — 0,06—0,18. Приведенные величины являются нижней оценкой ошибки анализа, в реальности она может быть выше за счет влияния микрорельефа образцов, дрейфа тока зонда, а также из-за ошибок вычисления поправок на матричные эффекты. При интерпретации результатов мы учитываем, что расчет концентраций элементов по спектрам, набранным в режиме раstra на гетерогенных участках образцов, получается не совсем правильным, так как в программном обеспечении спектрометра для вычисления концентраций используется суммарный спектр от раstra.

**Изучение микровключений расплава** в фенокристаллах кварца проведено в Университете им. Бен-Гуриона (г. Беер-Шева, Израиль) на нагревательной установке конструкции А. Слуцкого, позволяющей вести визуальные наблюдения включений во время нагрева до температуры 1650 °С. Установки подобной конструкции широко используются в мире [35, 36]. Для калибровки по температуре были использованы следующие стандарты: Zn (419,6 °С); NaCl (800,4 °С); Au (1064,4 °С). Калибровочная кривая обеспечивает точность определения температуры порядка  $\pm 10$  °С. При работе с включениями использован как ступенчатый нагрев, так и нагрев с периодической закалкой при  $T < T_{\text{гом}}$ . На каждой ступени температура

поддерживалась постоянной в течение 1—2 ч, что считается достаточным для достижения полного равновесия между кристаллическими фазами, силикатным расплавом и сосуществующим газовым пузырьком [37, 38]. Содержание породообразующих оксидов в расплавных включениях определялось с помощью электронно-зондового микроанализатора Camebax Microbeam (Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва). Анализы проводились при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 30 нА. Диаметр пучка варьировался в пределах от 2 до 12 мкм. Ошибка в определении концентрации элементов составляла около 2 % при концентрациях >10 мас.%, 5 % при концентрациях 5—10 мас.% и 10 % при концентрациях 1—5 мас.%. Пределы обнаружения F — 0,3 мас.%, Cl — 0,01 и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,02 мас.%. Определение содержаний микроэлементов и летучих в расплавных включениях было сделано на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (Институт микроэлектроники и информатики РАН, г. Ярославль). Измерения концентраций элементов производились в соответствии с методикой, описанной ранее [39, 40].

## ПЕТРОГРАФИЯ

Кварцевые порфиры, УККП и полевошпатовые риолит-порфиры близки по окраске и структурно-текстурным особенностям. Они представляют собой тонко- и мелкозернистые серовато-розовые и кирпично-красные породы порфириковой структуры, большей частью однородные; нередко 1—2 об.% составляют миндалины, выполненные кварцем, кальцитом и гидробиотитом. Местами в краевых зонах даек отчетливо проявлена флюидалная текстура и видны многочисленные сферолиты диаметром 0,5—1 мм. Доля фенокристаллов в кислых породах составляет от 3 до 10 об.%; размер их варьирует в широких пределах — от 0,5 до 7 мм. В кварцевых порфирах и УККП вкрапленники представлены округлыми, реже идиоморфными зернами кварца и табличками пертитового полевого шпата. Отличительной особенностью риолит-порфиров является отсутствие фенокристаллов кварца и появление, наряду с преобладающими вкрапленниками щелочного полевого шпата, фенокристаллов альбита.

Матрикс кислых пород состоит в основном из кварца, K-Na полевого шпата и альбита; акцессорные минералы — циркон и апатит. Чешуйки биотита(?), замещенного оксидами железа и хлоритом, а также игольчатые выделения непрозрачных минералов распределены в базисе равномерно, количество их достигает 3—3,5 об.%. В центральных частях даек мощностью >10 м структура матрикса однородная микрогранофировая или микрогипидиоморфно-зернистая. В более мелких дайковых телах и в краевых зонах мощных даек она, как правило, не выдержана даже в пределах одного шлифа: сферолитовые обособления микрогранофировой или радиально-лучистой структуры обычно окружены микрокристаллическим, фельзитоподобным или гранофировым агрегатом, зернистость которого нередко увеличивается в направлении от границы со сферолитом, обуславливая постепенный переход от микрогранофировой структуры к письменной.

Степень изменения разных типов кислых пород одинакова. Вторичные процессы, выразившиеся в хлоритизации и гематитизации, затронули в основном темноцветные и рудные минералы; на отдельных участках проявлена также пелитизация полевых шпатов.

## ГЕОХИМИЯ

Геохимические данные включают в себя результаты химического анализа 65 проб кислых пород, в которых определены породообразующие оксиды, Rb, Sr, Ba, Zr, Y и Nb, в 23 из них — PЗЭ, Ta, Th, U, Hf и Ga. Химические составы 29 представительных проб приведены в табл. 1; данные по всем пробам представлены на вариационных диаграммах.

Все три типа кислых пород бимодальной свиты имеют агпайтовый индекс ( $NK/A$ ), варьирующий от 0,86 до 1,0 (см. табл. 1), что свидетельствует об их высокой щелочности. На классификационных диаграммах фигуративные точки составов пород находятся большей частью в поле гранитов А-типа (рис. 2). Как видно на диаграммах, иллюстрирующих вариации в содержаниях элементов по отношению к K<sub>2</sub>O (рис. 3), составы кварцевых порфиров, УККП и риолит-порфиров, несмотря на полное перекрытие по содержанию SiO<sub>2</sub>, образуют почти непрерывные линейные тренды на диаграммах K<sub>2</sub>O—Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O—Rb. На большинстве диаграмм кварцевые порфиры группируются в изометричные или удлиненные кластеры в средней части трендов, а составы УККП и риолит-порфиров располагаются по разные стороны от этих кластеров. Характерной особенностью составов УККП являются широкие вариации содержаний главных и следовых элементов, в том числе K<sub>2</sub>O (6,4—10,0 мас.%), Na<sub>2</sub>O (2,8—0,14 мас.%) и Rb (150—350 г/т). Значительные колебания концентраций указанных элементов и корреляция содержаний K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O и Rb обнаруживаются даже в пределах единых даек, что продемонстрировано на примере дайки мощностью 8—10 м (см. рис. 1, дайка 1), опробованной по простиранию на протяжении 1,3 км (см. рис. 3). Заметные вариации содержаний K<sub>2</sub>O (от 6,7 до 8,9 мас.%) и Na<sub>2</sub>O (от 2,4 до 0,6 мас.%) наблюдались и в поперечном сечении другой дайки мощностью около 30 м (см. рис. 1, дайка 5).

Таблица 1. Химический состав пород бимодальной дайковой свиты (Эйлатский район, Южный Израиль)

Компонент	A127-1	A198	A127	A18	D70	A30	A66-3	A150-1	A150-2	A128
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub> , мас. %	73,20	73,80	74,10	74,70	74,80	76,00	76,20	76,40	76,90	77,00
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,29	0,25	0,14	0,20	0,16	0,13	0,13	0,13	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,80	12,40	11,60	11,20	11,10	11,60	11,60	11,10	11,30	11,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,66	2,65	2,99	2,60	3,3*	2,79	2,74	1,85	1,82	1,65
FeO	0,72	0,26	0,34	0,16	—	0,32	0,18	0,19	0,28	0,15
MnO	0,03	0,02	0,03	0,0	0,03	<0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
MgO	0,79	0,20	0,92	0,10	0,70	0,05	0,13	0,23	0,13	0,29
CaO	0,53	0,44	0,49	1,13	0,70	0,48	0,19	0,55	0,37	0,48
Na <sub>2</sub> O	3,34	3,86	3,55	3,72	3,50	4,60	3,00	3,46	3,55	3,90
K <sub>2</sub> O	4,77	5,11	4,00	3,88	4,00	3,00	5,40	5,00	4,67	4,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,02	0,02	0,05	0,01	<0,01	0,05	0,04	0,01
П.п.п.	1,26	0,77	1,64	2,12	—	0,83	0,82	0,82	0,68	0,56
Сумма	99,50	99,80	99,93	99,77	98,38	99,84	100,40	99,79	99,90	100,13
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,43	1,32	1,13	1,04	1,14	0,65	1,80	1,45	1,32	1,05
NK/A	0,9	0,96	0,88	0,92	0,91	0,93	0,93	1,00	0,96	0,91
Rb, г/т	120	115	91	135	105	95	194	170	165	140
Sr	56	81	41	50	65	30	60	43	25	13
Ba	70	240	60	50	45	50	150	180	310	70
Nb	51	30	45	35	37	32	34	35	36	29
Ta	4,15	H.o.	3,54	3,01	7,30	4,13	2,75	3,70	H.o.	3,62
Th	11,57	H.o.	12,69	17,28	H.o.	17,45	17,72	15,21	H.o.	15,44
U	3,76	H.o.	3,92	4,74	H.o.	4,46	5,75	5,02	H.o.	4,14
Zr	660	470	620	590	H.o.	590	590	630	650	600
Hf	14,1	H.o.	14,3	14,0	H.o.	14,1	14,4	13,3	H.o.	13,2
Y	75	63	74	68	65	64	75	75	78	78
Ga	23	H.o.	28	21	H.o.	23	19	16	H.o.	20
La	60,29	H.o.	61,39	60,0	70,0	28,0	43,41	26,97	H.o.	29,31
Ce	131,0	H.o.	132,3	120,0	160,0	65,0	102,2	78,7	H.o.	69,4
Pr	15,9	H.o.	15,1	14,0	18,0	7,2	12,2	8,6	H.o.	8,7
Nd	62,52	H.o.	58,84	55,0	72,0	32,0	49,75	35,09	H.o.	34,86
Sm	12,36	H.o.	11,87	11,5	14,0	9,0	11,59	8,72	H.o.	8,76
Eu	0,72	H.o.	0,66	0,3	0,7	0,2	0,28	0,2	H.o.	0,14
Gd	11,04	H.o.	11,35	11,0	11,5	8,5	11,0	9,05	H.o.	8,76
Tb	1,76	H.o.	2,0	1,9	2,0	1,7	1,93	1,55	H.o.	1,53
Dy	10,74	H.o.	11,22	11,0	11,8	10,3	11,19	10,22	H.o.	9,76
Ho	2,3	H.o.	2,24	2,3	2,3	2,2	2,33	2,23	H.o.	2,18
Er	6,19	H.o.	6,38	6,9	6,8	6,9	6,73	6,07	H.o.	6,01
Tm	0,93	H.o.	0,94	0,98	1,1	1,0	1,02	0,91	H.o.	0,90
Yb	5,81	H.o.	6,11	6,5	6,8	6,7	6,57	5,72	H.o.	5,65
Lu	0,87	H.o.	0,92	0,98	0,9	1,0	0,98	0,84	H.o.	0,83
Eu/Eu*	0,19	—	0,17	0,08	0,16	0,07	0,08	0,07	—	0,05

Продолжение табл. 1

Компонент	D26	A144-2	D10	A132	A23	A140-2	MR-45	D21-III	D21-k	A134
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub> , мас. %	77,0	77,20	74,60	76,20	74,80	76,10	74,70	72,80	73,20	74,00
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,10	0,24	0,11	0,26	0,11	0,24	0,26	0,30	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,20	11,70	12,40	11,60	10,60	11,10	11,00	12,30	12,40	11,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	1,97	1,18	1,79	3,72	2,20	2,90	2,53	2,80	2,28
FeO	1,99	0,11	0,36	0,19	0,08	0,09	—	0,12	—	0,19
MnO	0,01	0,06	0,05	0,01	0,04	0,01	0,15	0,01	0,02	0,04
MgO	0,08	0,06	0,25	0,21	0,28	0,29	0,22	0,17	0,30	0,51
CaO	0,12	0,14	0,12	0,18	0,25	0,34	0,78	0,19	0,50	0,28
Na <sub>2</sub> O	3,90	3,41	2,78	2,04	1,50	1,08	0,29	1,55	0,60	0,17
K <sub>2</sub> O	4,03	4,92	6,36	6,40	7,00	7,81	8,66	8,89	8,90	9,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,01	0,02	0,01	0,05	0,01	0,01	0,03	0,05	0,06
П.п.п.	0,48	0,39	0,98	1,02	1,71	0,97	1,21	1,15	—	1,34
Сумма	99,29	100,07	99,34	99,76	100,29	100,11	100,18	100,00	99,07	100,32
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,03	1,44	2,29	3,14	4,67	7,23	29,86	5,74	14,83	54,47
NK/A	0,96	0,93	0,92	0,89	0,95	0,92	0,90	0,99	0,86	0,87
Rb, г/т	120	150	150	220	255	280	209	210	250	280
Sr	25	27	30	90	85	67	17	55	50	61
Ba	120	190	300	130	430	330	306	700	600	620
Nb	61	33	34	33	55	34	37	38	34	28
Ta	80,00	7,41	6,00	H.o.	H.o.	3,59	2,50	4,44	3,52	3,02
Th	H.o.	17,03	H.o.	H.o.	H.o.	16,53	9,40	12,27	12,57	15,55
U	H.o.	5,61	H.o.	H.o.	H.o.	5,66	2,90	4,12	4,39	5,64
Zr	490	590	H.o.	570	540	580	446	454	470	560
Hf	H.o.	13,7	H.o.	H.o.	H.o.	13,9	H.o.	11,7	11,9	13,1
Y	60	68	47	78	60	70	58	50	50	70
Ga	H.o.	21	H.o.	H.o.	H.o.	13	26	19	22	18
La	27,0	39,32	34,0	H.o.	28,0	44,57	46,0	35,61	28,03	26,08
Ce	50,0	89,2	70,0	H.o.	80,0	104,5	104,0	83,9	124,9	109,3
Pr	6,4	10,6	8,2	H.o.	7,0	10,3	12,9	8,9	8,3	7,7
Nd	25,0	40,96	33,0	H.o.	30,0	42,92	53,8	36,95	32,83	33,09
Sm	25,0	9,79	7,4	H.o.	8,5	11,23	11,7	8,39	7,56	9,63
Eu	25,0	0,18	0,6	H.o.	0,4	0,56	0,7	0,8	0,74	0,6
Gd	7,5	9,4	7,0	H.o.	8,5	11,1	11,8	8,23	7,43	10,0
Tb	1,5	1,63	1,3	H.o.	1,6	1,81	1,8	1,44	1,4	1,77
Dy	9,6	10,3	7,6	H.o.	9,8	10,04	9,7	8,31	8,37	10,25
Ho	2,1	2,31	1,6	H.o.	2,0	2,03	1,9	1,7	1,74	2,12
Er	6,4	6,32	4,7	H.o.	6,3	5,84	5,7	4,89	5,04	6,14
Tm	0,94	0,95	0,67	H.o.	0,92	0,9	0,8	0,75	0,77	0,93
Yb	6,3	5,92	4,4	H.o.	5,9	5,99	5,3	4,92	5,19	6,1
Lu	0,94	0,9	0,69	H.o.	0,89	0,91	0,8	0,76	0,8	0,91
Eu/Eu*	0,08	0,06	0,25	—	0,14	0,15	0,18	0,30	0,30	0,19

Компонент	A19	A139	D32	A147-2	D-31	A156-1	A196-1	A198-1	D21
	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO <sub>2</sub> , мас.%	75,40	74,30	74,90	73,30	74,90	70,20	50,80	49,30	50,47
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,10	0,18	0,20	0,17	0,39	1,83	2,88	2,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,90	11,20	12,80	12,95	11,80	14,55	15,30	14,70	14,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,88	2,56	1,82	2,47	3,33	2,74	3,44	6,57	11,56
FeO	0,32	0,15	0,44	0,15	0,24	0,11	4,35	4,35	0,00
MnO	0,01	0,02	0,07	0,06	0,02	0,04	0,17	0,14	0,10
MgO	0,15	0,21	0,27	0,30	0,11	0,61	4,47	4,99	4,37
CaO	0,40	0,34	0,30	0,38	0,22	0,44	6,28	4,30	3,20
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,14	4,43	5,11	4,75	5,19	3,79	3,83	3,32
K <sub>2</sub> O	9,46	10,00	3,65	4,00	2,68	4,08	3,78	3,22	3,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0,10	0,38	1,07	1,19
П.п.п.	1,33	0,86	1,11	0,50	0,84	1,08	5,44	5,02	5,05
Сумма	100,33	99,90	99,99	99,47	99,09	99,53	100,03	100,37	100,14
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	29,56	71,43	0,82	0,78	0,56	0,79	—	—	—
NK/A	0,99	0,99	0,88	0,98	0,91	0,89	—	—	—
Rb, г/т	340	350	80	84	55	96	86	73	102
Sr	80	73	50	25	45	96	460	400	167
Ba	400	340	800	760	500	840	940	840	657
Nb	30	30	17	18	37	16	13	14	22
Ta	Н.о.	3,32	3,50	1,94	40,00	2,23	1,17	Н.о.	1,47
Th	Н.о.	17,56	Н.о.	9,38	Н.о.	10,53	4,22	Н.о.	4,54
U	Н.о.	6,06	Н.о.	3,52	Н.о.	3,49	1,15	Н.о.	1,49
Zr	Н.о.	600	330	390	Н.о.	360	210	280	318
Hf	Н.о.	14,2	Н.о.	7,7	Н.о.	7,8	5,2	Н.о.	6,8
Y	Н.о.	77	35	37	34	31	28	45	48
Ga	Н.о.	17	Н.о.	17	Н.о.	17	23	Н.о.	34
La	55,0	40,27	36,0	31,81	27,0	17,47	24,00	Н.о.	34,09
Ce	150,0	116,7	65,0	87,7	45,0	66,2	52,0	Н.о.	81,9
Pr	14,0	10,6	8,2	8,4	5,5	4,7	7,1	Н.о.	11,0
Nd	53,0	43,44	32,0	31,99	22,0	19,55	30,00	Н.о.	50,04
Sm	12,0	11,68	6,6	6,17	5,0	5,01	6,10	Н.о.	11,03
Eu	0,3	0,31	0,8	0,82	0,6	0,87	1,50	Н.о.	3,19
Gd	11,0	11,11	6,0	5,24	5,0	4,88	6,36	Н.о.	10,13
Tb	2,0	1,9	1,0	0,83	0,9	0,84	0,80	Н.о.	1,53
Dy	11,2	10,96	5,7	5,21	5,4	5,12	4,23	Н.о.	7,94
Ho	2,3	2,28	1,2	1,17	1,1	1,13	0,80	Н.о.	1,5
Er	7,0	6,61	3,6	3,18	3,4	3,1	2,35	Н.о.	3,95
Tm	0,99	1,0	0,53	0,49	0,5	0,46	0,33	Н.о.	0,53
Yb	6,6	6,53	3,5	3,08	3,4	3,03	1,96	Н.о.	3,37
Lu	0,99	0,98	0,55	0,49	0,53	0,47	0,29	Н.о.	0,48
Eu/Eu*	0,08	0,08	0,39	0,44	0,37	0,54	0,74	—	0,92

Примечание. 1—12 — кварцевые порфиры; 13—22 — ультра-К кварцевые порфиры; 23—26 — полевошатовые риолит-порфиры; 27—29 — трахидолериты композитных даек. Обр. MR-45 отобран в Амрамском блоке [29]. Агпаитовый индекс  $NK/A = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ , мол %;  $Eu/Eu^* = Eu_n/(Sm_n \cdot Gd_n)^{1/2}$ . Н.о. — содержание элемента не определялось. Здесь и в других таблицах прочерк — содержание ниже предела обнаружения.

\* Общее Fe как Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.



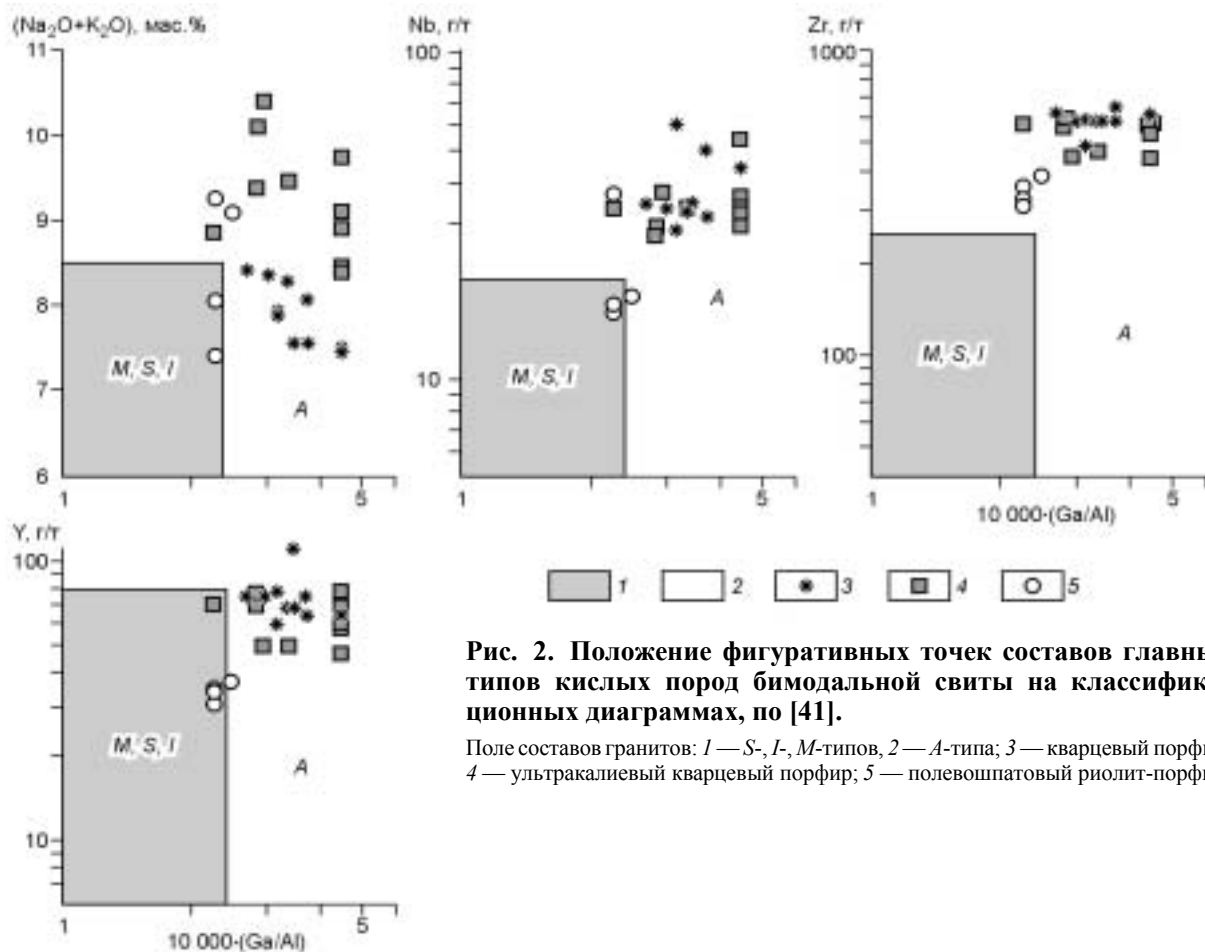


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов главных типов кислых пород бимодальной свиты на классификационных диаграммах, по [41].

Поле составов гранитов: 1 — S-, I-, M-типов, 2 — A-типа; 3 — кварцевый порфир; 4 — ультракалийный кварцевый порфир; 5 — полевошпатовый риолит-порфир.

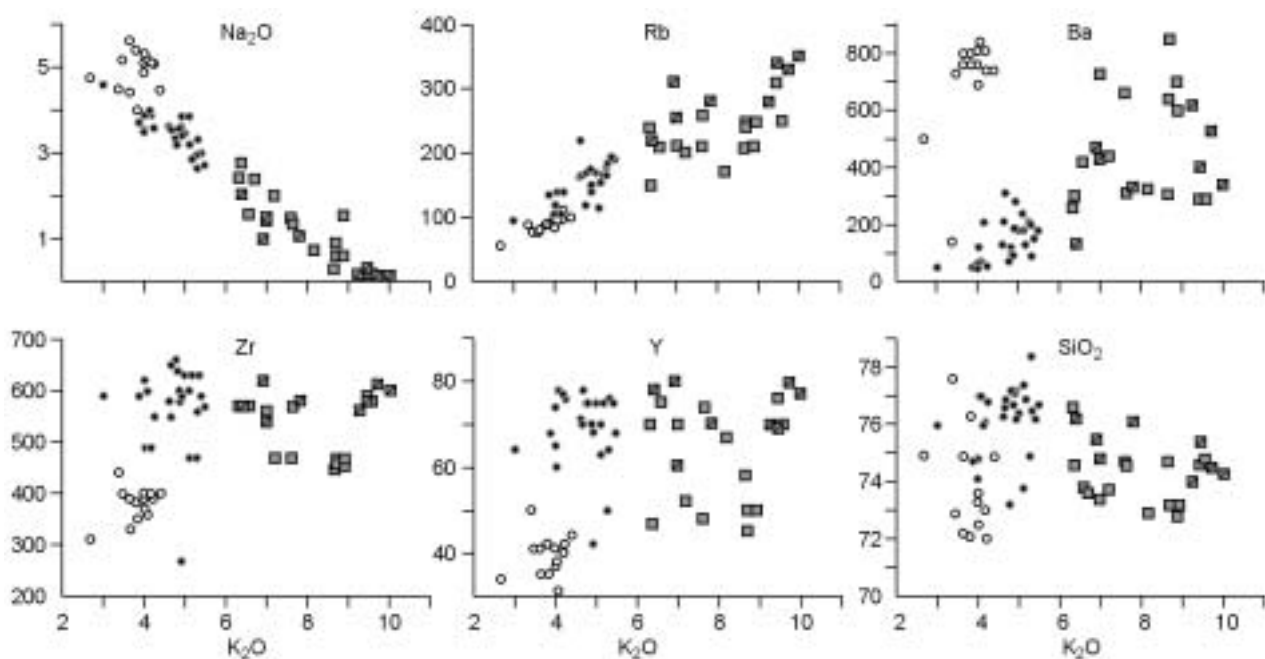
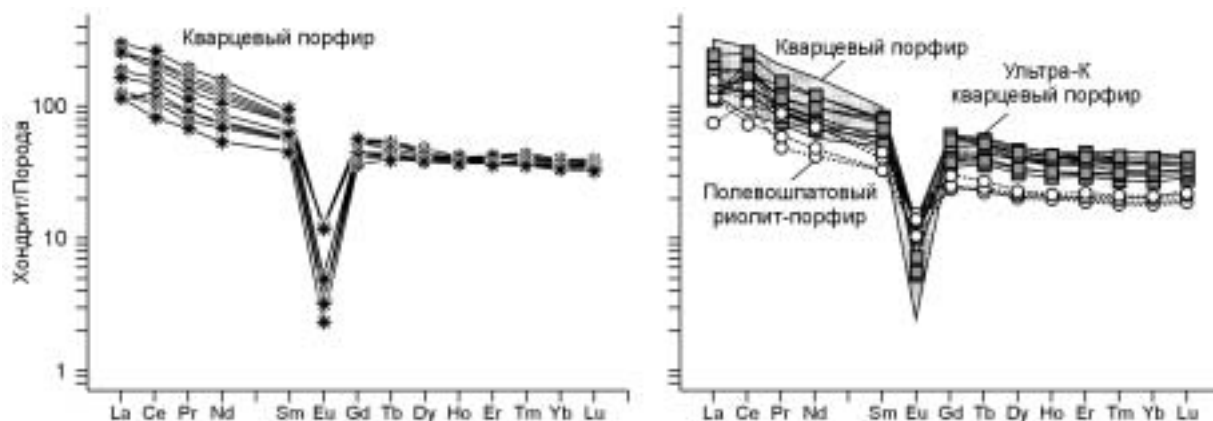


Рис. 3. Вариационные диаграммы содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ , Rb, Ba, Zr и Y по отношению к  $\text{K}_2\text{O}$  в кислых породах бимодальной свиты (оксиды — мас.%, рассеянные элементы — г/г).

Квадратик с диагональной линией — проба из дайки 1 на рис. 1 (см. комментарии в тексте). Усл. обозн. см. на рис. 2.



**Рис. 4. Нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ в главных типах кислых пород бимодальной свиты.**

Состав хондрита по [42].

Поведение бария в породах серии аномальное: с одной стороны, концентрация Ва закономерно увеличивается с возрастанием количества калия от кварцевых порфиров к УККП, а с другой стороны, максимальные количества Ва выявляются в риолит-порфирах — породах с самыми низкими содержаниями  $K_2O$ . Концентрации Zr и Y одинаковы в кварцевых порфирах и УККП, но существенно ниже в риолит-порфирах (см. рис. 3).

Характер кривых распределения содержаний РЗЭ одинаков во всех типах кислых пород бимодальной свиты (рис. 4). В кварцевых порфирах и УККП кривые распределения практически перекрываются; в риолит-порфирах содержания РЗЭ более низкие, а величина  $Eu/Eu^*$  заметно выше, 0,37—0,54 (см. табл. 1). Указанные особенности состава риолит-порфиров обусловлены пониженными концентрациями в них аксессуарных минералов, прежде всего циркона, по сравнению с двумя другими разновидностями кислых пород (см. рис. 3), тогда как доля полевых шпатов в них более высокая (см. далее рис. 11).

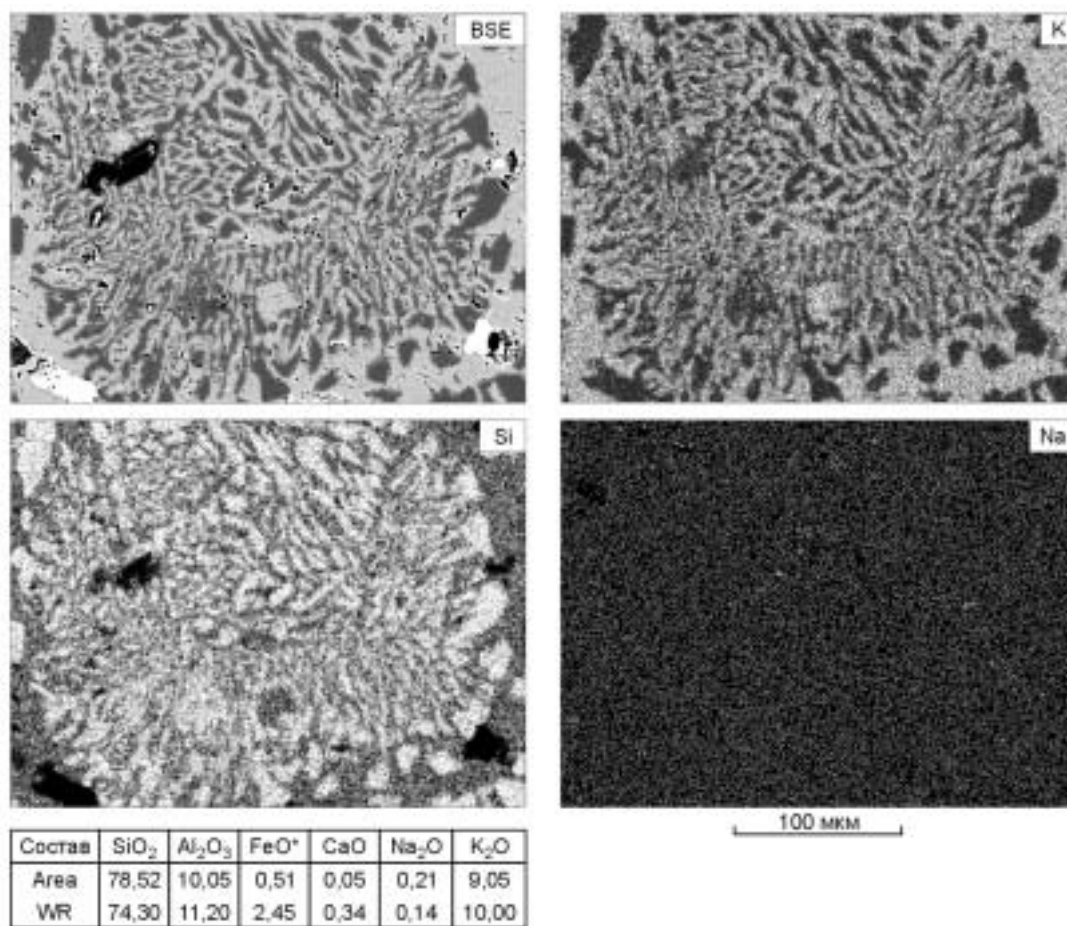
#### ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И СОСТАВА МАТРИКСА И ФЕНОКРИСТАЛЛОВ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Исследования полированных шлифов кварцевых порфиров и УККП на СЭМ LEO-1430 VP позволили получить данные о составе и структуре матрикса и фенокристаллов полевых шпатов в этих породах.

Для характеристики УККП были выбраны разновидности с наиболее высокими концентрациями  $K_2O$  и с типичными структурами матрикса. На рис. 5 приведена серия цифровых изображений микрогранофирового участка матрикса из образца, содержащего 10 мас.%  $K_2O$  и 0,14 мас.%  $Na_2O$  (см. табл. 1, обр. А139). Химический состав площадки  $0,3 \times 0,22$  мм в целом близок к составу породы (см. рис. 5, сравни Агеа и WR). Изображения в рентгеновских лучах отдельных элементов подтверждают практически полное отсутствие натрия в матриксе УККП и ортоклазовый состав полевошпатовых вростков в микрогранофировом агрегате.

Фенокристаллы полевых шпатов в УККП имеют существенно ортоклазовый состав (рис. 6, А, Б). Тонкие ламеллы альбита распределены более или менее равномерно. Их доля редко превышает 10 %, хотя иногда встречаются фенокристаллы, где количество альбитовых ламелл достигает 25 %. На микрофотографии секториального кристалла видно (см. рис. 6, Б), что ламеллы очень тонкие, отчетливо и резко различно ориентированы в разных секторах. Все эти данные свидетельствуют о первичной природе пертитов.

В кварцевых порфирах фенокристаллы щелочного полевого шпата также существенно обогащены ортоклазовой составляющей. Изображения типичных вкрапленников пертитового полевого шпата в обратнорассеянных электронах (BSE) представлены на рис. 7. Строение кристаллов зональное: главная часть объема каждого зерна содержит 85—90 % ортоклаза и лишь 10—15 % альбитовых ламелл; доля альбита возрастает до 40—60 % только в узких краевых зонах, формировавшихся, вероятно, одновременно с раскристаллизацией матрикса. По результатам сканирования, содержание  $K_2O$  во внутренних частях кристаллов варьирует от 12,45 до 15,28 мас.% (площадки 2, 7 и 8), а в краевых зонах оно снижается до 9—10 мас.% (площадки 6 и 9), где отношение  $K_2O/Na_2O$  примерно такое же, как в породе в целом.



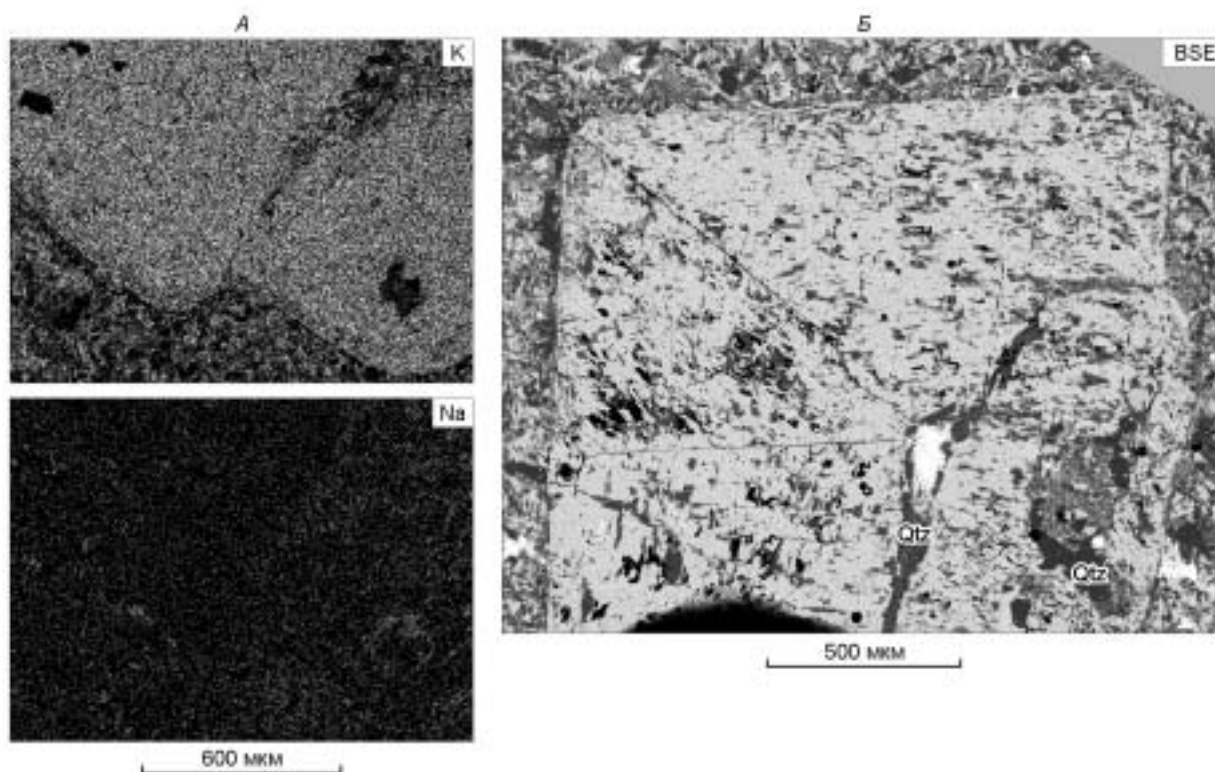
**Рис. 5. Цифровые изображения микрогранофирового матрикса в УККП, обр. А139.**

Изображения: BSE — в обратнорассеянных электронах (серое — кварц; светло-серое — калиевый полевой шпат; белое — рудный минерал); K, Na и Si — в рентгеновских лучах калия ( $K = K_{\alpha}X\text{-ray}$ ), натрия ( $Na = Na_{\alpha}X\text{-ray}$ ) и кремния ( $Si = Si_{\alpha}X\text{-ray}$ ). Приведены: Area — химический состав участка породы, изображенного на фотографиях (мас. %); WR — валовой состав породы, FeO\* — железо общее.

Строение и состав матрикса кварцевых порфиров изучались в образцах, отобранных из краевых и внутренних зон даек. Устанавливается, что во внутренних частях крупных даек мощностью более 10 м матрикс чаще всего более или менее однороден и имеет микрогипидиоморфно-зернистую и микрогранофировую структуры (см. рис. 7). В более мелких дайках и в краевых зонах крупных дайковых тел матрикс гетерогенный, что выражается в присутствии в пределах одного шлифа участков с разными типами структур (см. раздел „Петрография“). Изучение на СЭМ показало, что подобные участки, как правило, различаются и по химическому составу. Это иллюстрируется на примерах, представленных на рис. 8—10.

На рис. 8 показаны изображения образца из краевой части дайки кварцевых порфиров мощностью около 9 м (см. табл. 1, обр. А127). По данным петрографического изучения, матрикс породы состоит из сферолитов (40—50 об.%), окруженных микрогранофировым агрегатом. На изображении BSE виден сферолит радиально-лучистой структуры диаметром около 1,5 мм, а также фрагмент соседнего сферолита. Изображения сферолитов в рентгеновских лучах элементов указывают на значительное их обогащение калием при низкой концентрации натрия, что подтверждается результатами сканирования участка сферолита, проведенного на микрозонде (см. рис. 8, 1 и 2 на фото и в подрисуночной таблице). По содержанию K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O и других петрогенных оксидов сферолиты из кварцевого порфира не отличаются от УККП (ср. с данными табл. 1). В то же время межсферолитовый микрогранофировый агрегат существенно обогащен Na<sub>2</sub>O (см. рис. 8, три изображения в нижнем ряду).

Микрофотографии участка матрикса из другой дайки кварцевых порфиров приведены на рис. 9. Сферолит овальной формы до 2 мм по длинной оси окружен фельзитовым агрегатом и по большей части имеет с ним четкие границы. Изображения в обратнорассеянных электронах и в рентгеновских лучах K, Na и Si показывают крайне неравномерное распределение кварца и полевого шпата в объеме сферолита.



**Рис. 6. Фенокристаллы щелочных полевых шпатов в УККП, обр. D2 ( $K_2O = 10$  мас.%,  $Na_2O = 0,2$  мас.%).**

*А* — кристалл калиевого полевого шпата и матрикс, практически не содержащие натрия; *Б* — секториальный кристалл щелочного полевого шпата с различной ориентировкой альбитовых ламелл в разных секторах. Обозначения BSE, K и Na те же, что на рис. 5, на изображении BSE серое — линзы и пятна альбита и кварца.

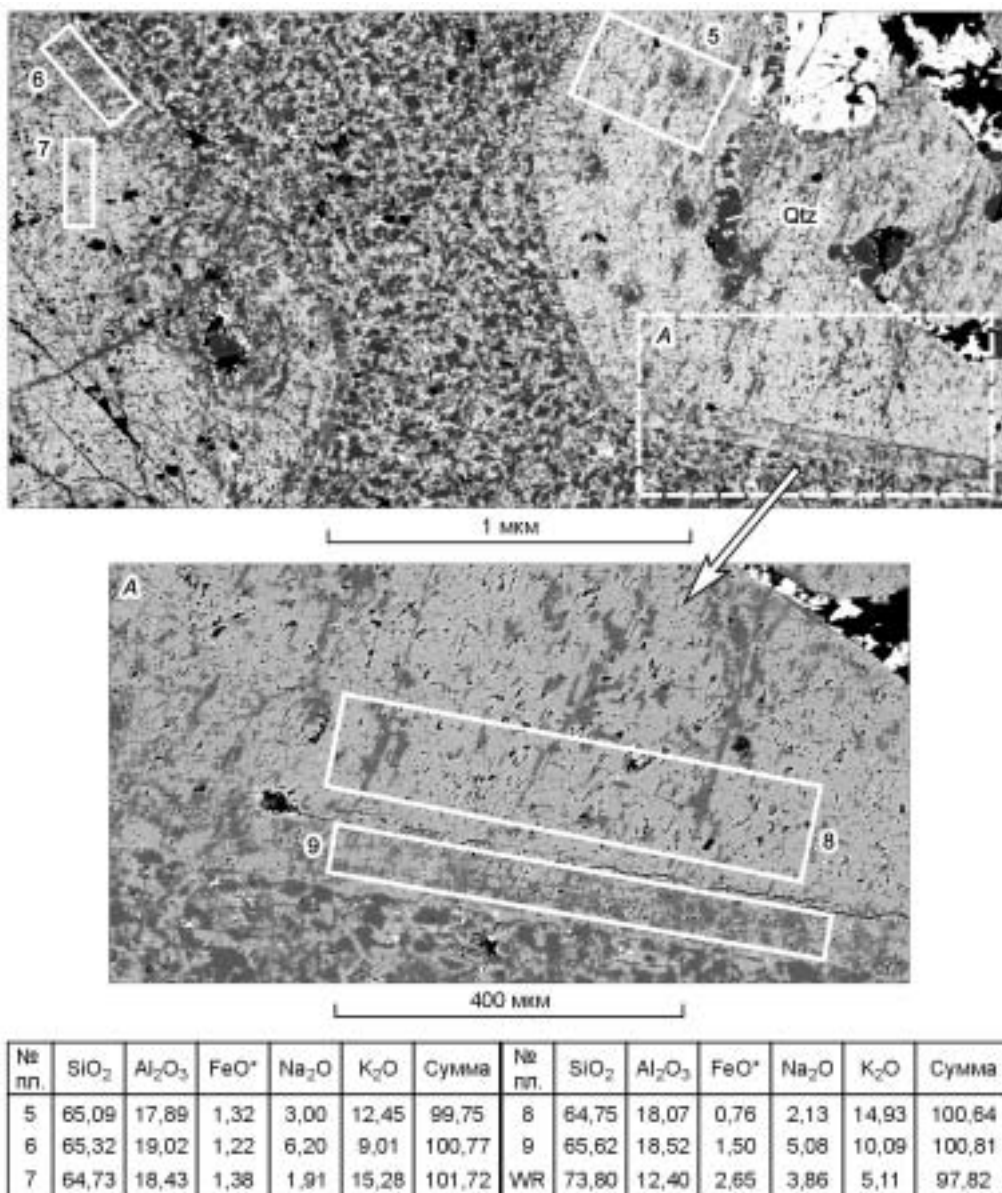
Несмотря на значительные вариации в содержании  $SiO_2$ , во всех участках, где измерялся химический состав, калий существенно преобладает над натрием. В межсферолитовом агрегате кварц и полевой шпат также распределены неравномерно (см. изображение в рентгеновских лучах Si), однако соотношения калия и натрия здесь обратные (см. поэлементные карты K, Na и составы площадок 11 и 17). Важно отметить, что химический состав всего участка породы, примерно 75 % которого приходится на долю сферолита, а остальные 25 % — обогащенный натрием фельзитовый агрегат, близок к типичному УККП (см. рис. 9, Area). Еще более богат калием участок G в сферолите (анализ 2); его микрогранофировая структура указывает на котектический состав расплава, из которого он кристаллизовался.

Другой тип неоднородности матрикса, наблюдавшийся в центральной части дайки мощностью 8 м, показан на рис. 10. На участке, где присутствуют многочисленные миароловые пустоты (черные заливы и пятна на изображении в рентгеновских лучах Si), хорошо различается сферолитоподобное обособление микрогранофировой структуры диаметром около 0,5 мм. Оно существенно обогащено калием и почти не содержит натрия. Справа и слева от обособления располагаются зерна альбита (см. рис. 10, площадки 2 и 4), четкая приуроченность которых к стенкам пустот указывает на более позднюю кристаллизацию его по сравнению с микрогранофиром.

Подводя итог результатам изучения кварцевых порфиров и УККП, отметим следующие особенности этих пород.

1. Фенокристаллы полевых шпатов как в кварцевых порфирах, так и в УККП в целом характеризуются одинаково высоким содержанием ортоклазовой молекулы (более 80 %).

2. В разновидностях УККП, имеющих высокие (порядка 10 мас.%) содержания  $K_2O$ , состав матрикса однородный, тогда как в ординарных кварцевых порфирах выявляется отчетливая гетерогенность. Матрикс этих пород нередко состоит из обогащенных калием округлых обособлений со сферолитовой и микрогранофировой структурой, тогда как в тонкокристаллическом агрегате, включающем эти обособления, натрий преобладает над калием. По химическому составу и структурным особенностям обособления близки к УККП.

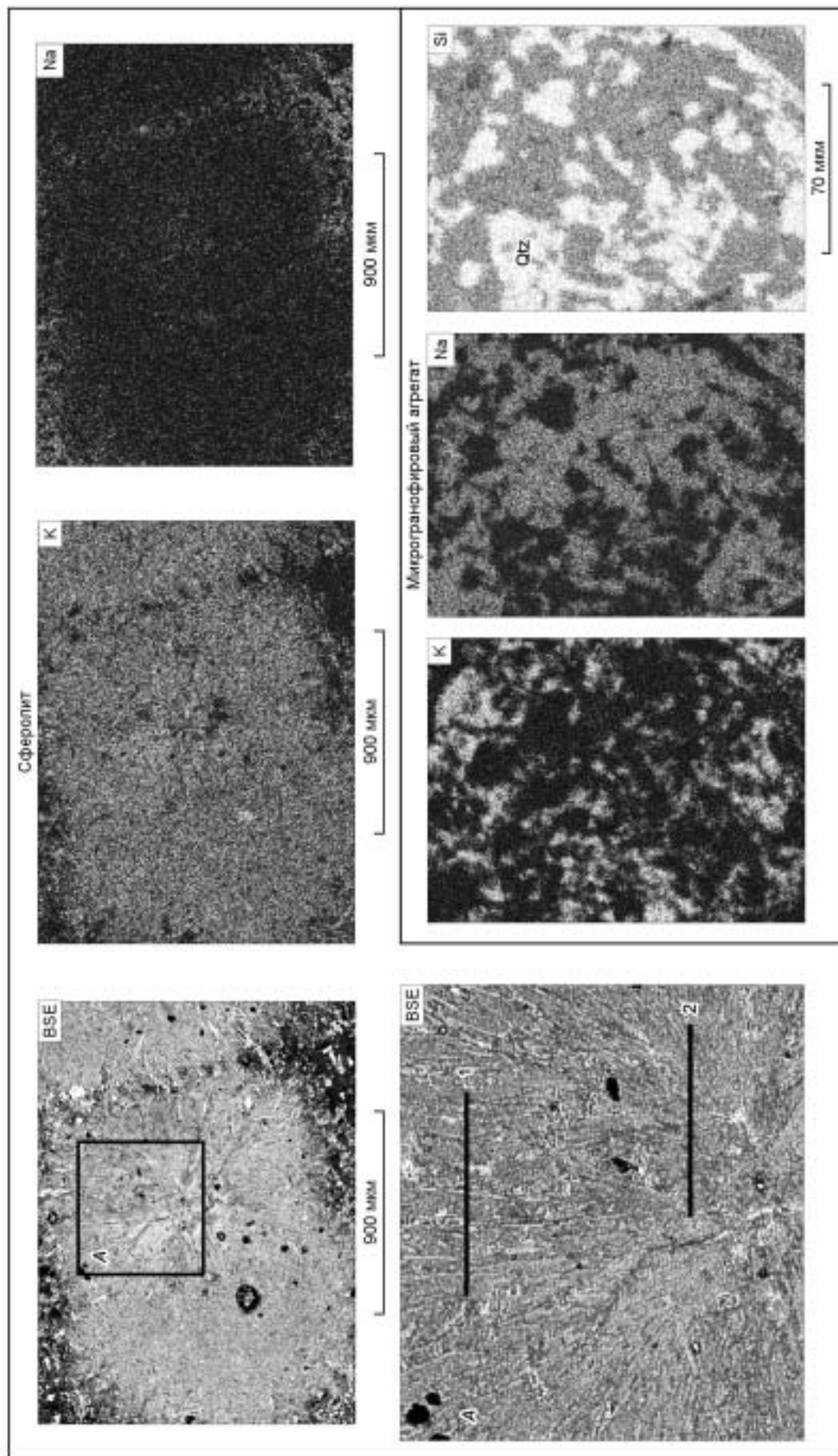


**Рис. 7. Изображения фенокристаллов щелочных полевых шпатов и гипидиоморфно-зернистого матрикса в кварцевом порфире (обр. А198) в обратнорассеянных электронах (BSE).**

Светло-серое — калиевый полевой шпат; серое — альбит и кварц; белое — рудный минерал; черное — „дыры“ от полировки. Приведены содержания петрогенных оксидов (мас. %) во внутренних и внешних зонах кристаллов и состав породы (WR); номера в таблице соответствуют номерам площадок (пл.) на микрофотографиях.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

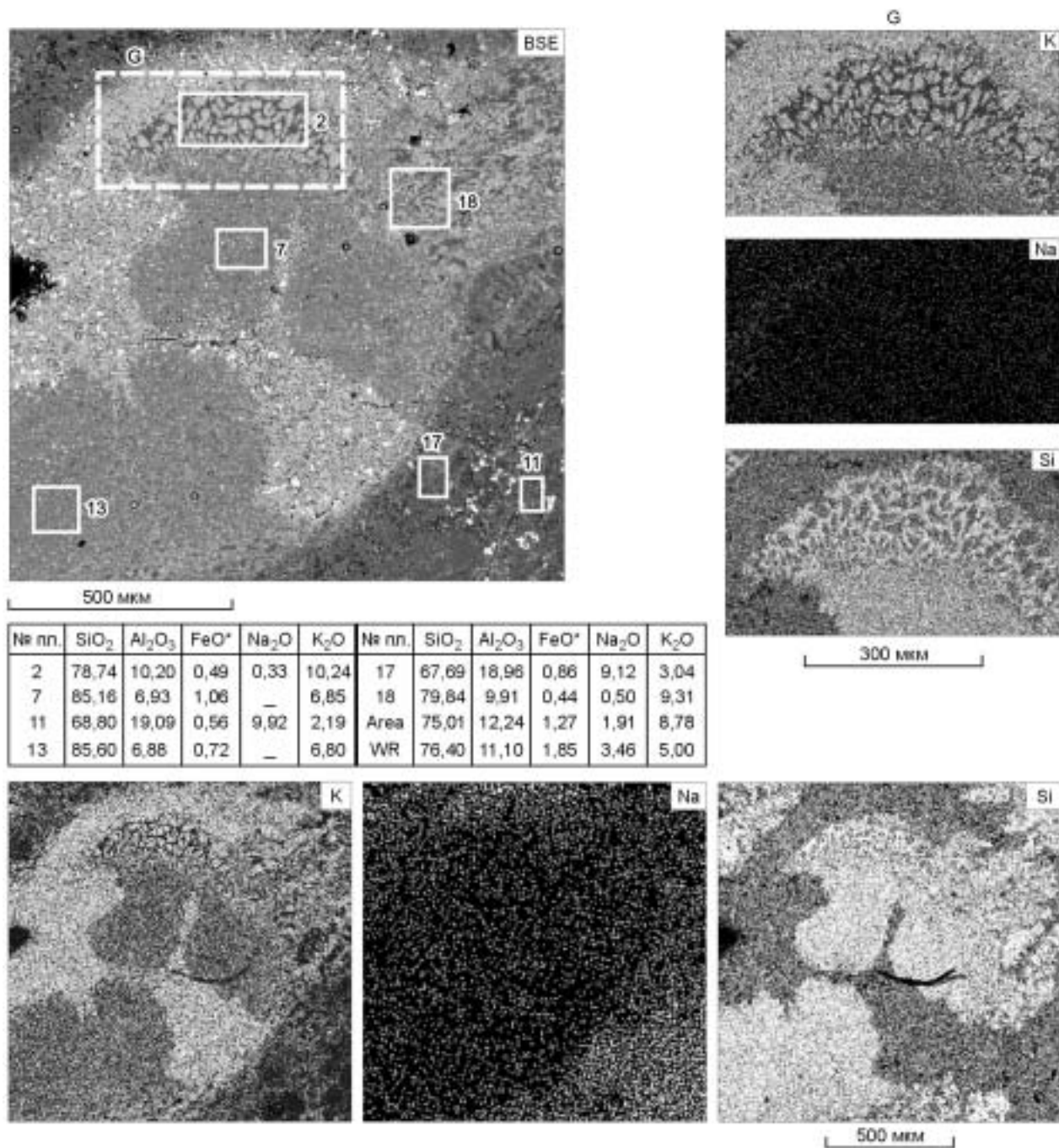
Кварцевые фенокристаллы во всех разновидностях кислых пород богаты расплавленными включениями (РВ). Для включений обычна форма негативных кристаллов. Размер их варьирует от 1—2 до десятков микрометров; некоторые РВ достигают 100 мкм. Расплавленные включения нередко ассоциированы в группы, располагающиеся незакономерно в разных частях зерна минерала-хозяина и не обнаруживают признаков пространственной связи с какими-либо линейными зонами. Такое распределение РВ и узкий интервал температур их гомогенизации в пределах единой группы может указывать на первичную природу включений. Различаются два типа включений: раскристаллизованные и стекловатые. Стекловатые РВ состоят из стекла, газового пузырька и иногда содержат изотропную и(или) двупреломляющую твердую фазу; в некоторых из них присутствуют также единичные мелкие (~1 мкм) дендритовидные выделения рудного минерала. Раскристаллизованные включения представлены поликристаллическими



**Рис. 8. Сферолиты и микрогранофировый межсферолитовый агрегат из матрикса кварцевого порфира, обр. А127.**  
 Обозначения (BSE, K, Na и Si) те же, что на рис. 5; А — увеличенный участок сферолита (см. верхний левый снимок); состав определен сканированием по профилям 1 и 2. Изображения микрогранофирового агрегата иллюстрируют преобладание в нем Na над K. Приведены: состав породы (WR) и данные сканирования (мас. %).

№ пр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма
1	77,42	Не обн.	10,66	2,14	0,41	0,33	1,02	7,28	—	99,26
2	77,71	Не обн.	11,54	1,72	0,21	0,31	1,57	7,70	—	100,75
WR	74,10	0,25	11,60	3,03	0,92	0,49	3,55	4,00	1,64	99,88



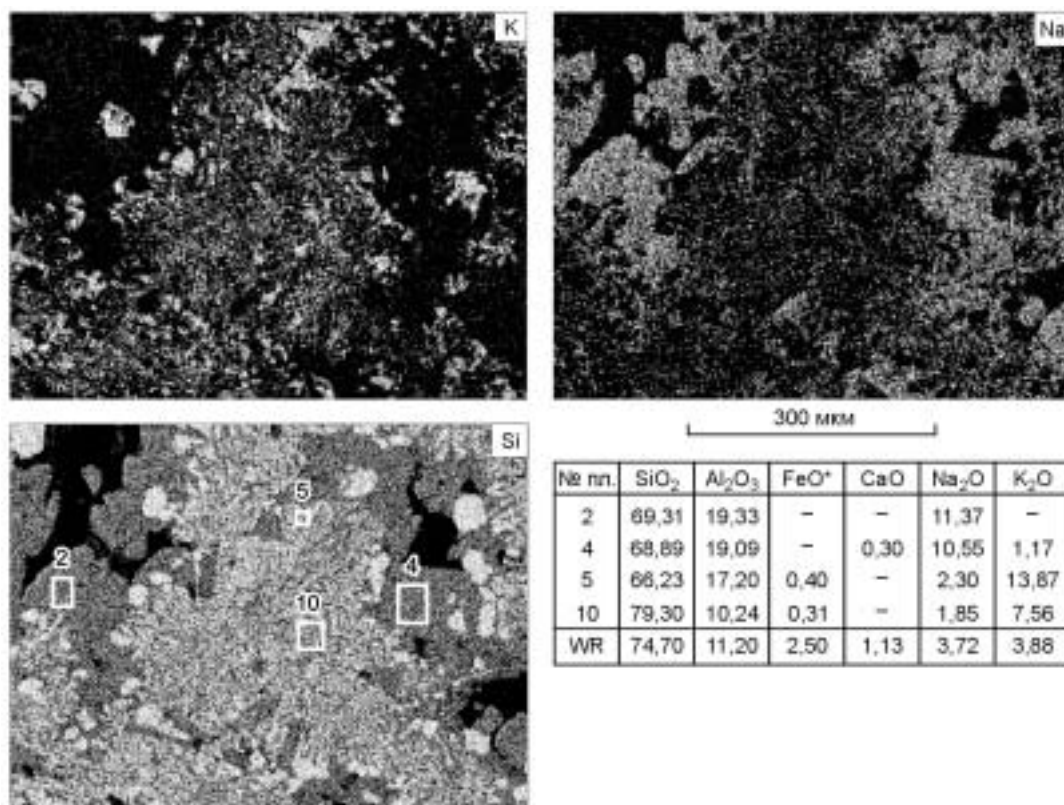


**Рис. 9.** Сферолит и фельзитовый агрегат из матрикса кварцевого порфира, обр. А150-1 (см. табл. 2).

BSE — изображение сферолита в обратнорассеянных электронах с пронумерованными площадками, в которых определялся состав породы. Нижний ряд — изображения того же участка в рентгеновских лучах K, Na и Si. Приведены: химический состав (мас. %) всей площади (Area), пронумерованных площадок и состав породы (WR). G — участок с микрогранулофоровой структурой, показанный на изображениях в рентгеновских лучах K, Na и Si в правой верхней части рисунка.

агрегатами, в которых газовая фаза обычно не различается, ее обособление начинается лишь с началом плавления РВ.

В РВ в процессе нагрева наблюдался ряд последовательных фазовых переходов: 1 — появление начального расплава; 2 — полное расплавление стекла или кристаллических фаз во включении; 3 — растворение газа в расплаве. Мелкие выделения рудного минерала обычно исчезают последними при дополнительном нагреве. Температура перехода (2) близка к ликвидусной температуре магмы [43], а точка



**Рис. 10. Матрикс кварцевого порфира, обр. А18 (внутренняя часть дайки мощностью 8 м).**

Богатый калием сферолит (в центре) и зерна альбита и кварца, кристаллизовавшиеся на стенках пустот (черные заливы и пятна неправильной формы на изображении в рентгеновских лучах Si). Обозначения K, Na, Si те же, что на рис. 5. Приведены: содержания петрогенных оксидов (мас. %) в пронумерованных площадках; WR — состав породы (см. табл. 2).

перехода (3) определяет полное достижение ликвидуса в предположении, что в магме отсутствовала сосуществующая флюидная фаза. Известно, что в крупных РВ температуры гомогенизации, как правило, значительно выше, чем в мелких; это обусловлено частичной разгерметизацией крупных включений при нагреве [44]. В связи с этим из имеющихся данных по термометрии нескольких десятков РВ были выбраны результаты, полученные для групп из 3—5 включений размером  $\leq 5$  мкм; в каждой группе температуры гомогенизации различались менее чем на 20—30 °С. Полученные данные представлены в табл. 2. Из них следует, что в кварцевых порфирах ликвидусные температуры составляют 820—920 и 760—790 °С, что может указывать либо на две дискретные стадии кристаллизации фенокристаллов кварца в процессе подъема магмы, либо на неодинаковые содержания воды в разных порциях кислого расплава. В кварцах из УККП температуры ликвидуса варьируют большей частью в пределах 720—790 °С; они близки ко второму интервалу значений температур гомогенизации в РВ из кварцевых порфиров.

Для изучения химического состава РВ в образцах из УККП и кварцевых порфиров были выбраны представительные включения размером более 30 мкм. Результаты определений порообразующих оксидов и хлора в гомогенизированных включениях, а также данные о концентрациях некоторых следовых элементов, F, Cl и H<sub>2</sub>O, полученные при анализе непрогретых и прогретых (гомогенизированных) включений, приведены соответственно в табл. 3 и 4. Как видим из таблиц, не все полученные данные одинаково достоверны. В ряде случаев при микронзондовом анализе имела место частичная потеря Na<sub>2</sub>O в образцах, анализировавшихся электронным пучком малого диаметра (см. табл. 3, пр. 8 и 13). В некоторых включениях при нагреве до температур плавления происходила потеря воды и фтора (см. табл. 4, пр. 1, 5, 6), что обычно для крупных включений [45—47]. Концентрации Ba и Sr оказываются аномально низкими по сравнению с их содержаниями в валовых пробах (ср. данные табл. 4 и 1). Тем не менее о некоторых важных характеристиках химического состава расплавов, захваченных при образовании включений, можно говорить с достаточной определенностью. В частности, обращает на себя внимание тот факт, что РВ в фенокристаллах кварца из УККП, хотя и имеют риолитовый состав, но не являются ультракалиевыми и по существу не отличаются от РВ в фенокристаллах из кварцевых порфиров. Наибольшее сходство



Таблица 2. Термометрические характеристики расплавных включений

Номер образца	Температура, °С		
	Тв + Р + Г	Р + Г	Р
<i>Кварцевые порфиры</i>			
D26	715	760	790
D29	660—715	760	760
D10	510	760—780	
D17	485—650	815—890	820—905
D16	470—610	740—835	835—920
<i>Ультра-К кварцевые порфиры</i>			
D2	460—590	610—760	670—760
D3	590—690	730—740	730—790
D21	490—570	780—810	780—810
D30	505—610	660—770	720—770
D38	470—570	685—715	690
A19	500—630	660—730	770

Примечание. Тв — твердая фаза; Р — расплав; Г — газ. В обр. D16 и D17 рудная фаза во включениях плавится соответственно при 835—950 и 905—955 °С.

Таблица 3. Химический состав стекол расплавных включений в фенокристаллах кварца, мас. %

Компонент	D21/1	D21/2	D21/3	D21/4	D21/5	D21/6	D2	X4/1	X4/2	D29/2	D17	D17/1	D17/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	72,08	73,84	71,35	70,92	70,53	70,19	70,28	71,66	71,88	72,28	77,49	77,06	77,48
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,30	0,33	0,24	0,29	0,25	0,15	0,15	0,14	—	0,09	0,20	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,31	12,19	11,21	11,07	11,25	11,95	13,10	12,96	13,26	14,05	13,94	11,03	10,35
FeO	2,43	2,93	2,73	2,94	2,72	3,31	2,12	1,96	1,96	0,24	0,12	1,85	2,17
MgO	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,06	0,05	0,03	0,05	0,06	0,06
CaO	0,34	0,14	0,39	0,37	0,48	0,45	0,28	0,34	0,28	0,12	0,40	0,31	0,29
Na <sub>2</sub> O	3,22	3,41	4,38	4,23	3,20	4,71	2,98	2,14	2,99	2,92	2,91	2,93	1,95
K <sub>2</sub> O	5,39	5,32	5,24	5,32	5,02	7,53	6,93	6,91	7,00	6,52	6,01	6,84	6,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,22	0,26	0,26	0,25	0,13	0,15	0,05	0,25	0,16	0,11	0,13	0,06
Cl	0,11	0,12	0,10	0,11	0,15	0,10	0,07	0,07	0,09	0,03	0,08	0,09	0,16
Сумма	96,44	98,50	96,03	95,50	93,93	98,67	96,09	96,30	97,90	96,35	101,20	100,50	99,52

Примечание. 1—9 — ультра-К кварцевые порфиры, 10—13 — кварцевые порфиры. Включения 3—6 анализировались при диаметре электронного пучка 12 мкм, остальные — при диаметре пучка 2 и 5 мкм.

Таблица 4. Содержание микроэлементов (г/т) и летучих компонентов (мас. %) в стеклах расплавных включений

Элемент	D2/17	D21/2	D21/21*	D21/1*	D26/1	D26/3	D16/3	D16/24	D16/25*
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rb	51,8	134,7	281	177,7	98,2	187,9	93,6	169	138
Sr	0,5	0,9	112	2,1	1,5	7,0	1,2	2,5	6,5
Ba	2,1	3,5	113	8,6	5,8	13,1	4,4	6,3	11,9
Nb	11,0	55,3	63,6	65,8	31,6	31,8	41,7	65,8	57,5
Ta	0,9	3,1	3,2	3,6	2,0	2,7	2,2	3,2	2,9
Zr	218	825	829	869	670	231	505	867	707
Hf	5,3	17,6	17,6	19,6	16,2	6,3	10,8	18,7	15,1
Y	23,1	62,8	77,2	83,6	64,4	24,1	46,7	65,6	60,0
Pb	7,1	19,0	14,1	33,3	8,8	25,5	10,1	9,4	16,8
Ce	32,9	156,5	196,0	214	53,2	55,8	82,8	86,4	138
Nd	14,6	69,3	90,5	97,7	27,2	22,4	44,1	42,2	61,9

Элемент	D2/17	D21/2	D21/21*	D21/1*	D26/1	D26/3	D16/3	D16/24	D16/25*
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sm	3,8	14,7	18,0	20,9	7,0	4,6	7,3	11,0	11,8
Eu	0,10	0,30	0,86	0,90	—	0,10	0,10	0,12	0,38
Gd	4,7	12,7	13,5	20,7	11,0	2,9	4,9	10,4	11,6
Dy	3,5	11,5	13,8	16,3	11,0	3,3	6,9	10,4	10,0
Er	2,5	6,6	8,03	9,1	6,2	2,1	4,4	7,12	5,82
Yb	2,2	6,8	7,5	8,4	7,3	1,8	5,3	7,28	5,29
H <sub>2</sub> O	1,4	2,5	8,02	2,8	0,1	0,2	1,7	3,69	1,87
F	0,1	0,9	0,32	1,0	0,8	0,1	0,6	0,15	1,98

Примечание. 1—4 — ультра-К кварцевые порфиры; 5—9 — кварцевые порфиры.

\* Непрогретые включения.

устанавливается по содержаниям K, Na, Rb, Zr, Nb, Y, Ta, Hf, а также летучих — H<sub>2</sub>O, F, Cl. Напомним, что принадлежность к ультра-К кислым породам определяется не столько содержанием K<sub>2</sub>O, сколько величиной K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, которая должна быть >2. Несмотря на повышенные (до 7—7,5 %) концентрации K<sub>2</sub>O в отдельных пробах, величина K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O во всех РВ, где не фиксируется потеря натрия при анализе, всегда <2. Высокие содержания K<sub>2</sub>O выявлены в расплавных включениях как в ординарных, так и в ультра-К кварцевых порфирах и свидетельствуют о высокой общей щелочности расплавов.

Из полученных данных следует, что кристаллизация фенокристаллов кварца в обоих типах пород происходила из расплава, отвечавшего по составу кварцевому порфиру. Кислые магмы содержали 2—3 мас.% H<sub>2</sub>O; количество F в них достигало ~1 мас.%, хотя в большинстве проб оно не превышало 0,6 %; концентрация Cl была около 0,1—0,15 %.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Магматическая природа УККП

Как показано в предшествующих разделах, ультракалиевые породы слагают отдельные дайки или участки даек ординарных кварцевых порфиров и неотличимы от этих пород как внешне, так и в шлифах. Для матрикса УККП характерны типичные магматические структуры; фенокристаллы пертитового полевого шпата, как правило, идиоморфны; в некоторых из них форма и ориентировка альбитовых ламелл (см. рис. 6) четко указывает на образование ламелл при распаде твердого раствора, а не при взаимодействии породы с флюидами, которое обычно приводит к формированию пятнистых (patch) пертитов [48—50]. Наличие в фенокристаллах кварца расплавных включений с типично магматическими температурами гомогенизации (см. табл. 3) также свидетельствует о кристаллизации кварца из расплава.

В прошедшие два десятилетия было установлено, что образование ультракалиевых риолитов в вулканических толщах ряда районов связано с адуляризацией; при этом указывается, что процессы взаимодействия породы с низкотемпературными (<100—150 °С) растворами нередко протекали без существенного нарушения магматических структур [9, 22, 25, 26]. С этих позиций ни данные о магматических условиях кристаллизации фенокристаллов кварца, ни наличие типично магматических структур матрикса пород не могут исключать вероятности поздней переработки ординарных кварцевых порфиров, обусловившей превращение их в УККП.

Проведенные нами исследования показали, что УККП из даек юга Израиля по степени вторичных изменений не отличаются от остальных риолитов бимодальной свиты. Заметного количества глинистых минералов (каолинита, смектита, иллита), а также хлорита, эпидота, обычно сопутствующих адуляризации, не отмечается. Отсутствие признаков адуляризации подтверждается и геологическими наблюдениями. Известно, что в районах, где широко проявлена адуляризация, этот процесс захватывает не только риолиты, но и более основные породы, вплоть до базальтов; содержание калия в адуляризованных базальтах может достигать 11 мас.% [22]. В составе обсуждаемой бимодальной свиты установлено более десятка композитных даек, центральные части которых сложены либо кварцевыми порфирами (см. табл. 1, пр. 2), либо УККП (см. табл. 1, пр. 18 и 19), а краевые зоны представлены мафическими породами, главным образом трахиандезитами и трахидолеритами. Изучение ряда композитных даек показало, что трахидолериты краевых зон, независимо от типа кислых пород, в контакте с которыми они находятся, не различаются ни по петрографическим особенностям, ни по содержанию калия (см. табл. 1, пр. 27 и 28 из композитных даек с кварцевыми порфирами, пр. 29 — из краевой зоны дайки УККП).

Установлено также, что концентрации  $K_2O$  в трахидолеритах бимодальной свиты в целом довольно устойчивы и варьируют в узких пределах — от 2,8 до 3,7 мас.% [33].

В связи с тем, что адуляр уверенно идентифицируется методами катодолуминесценции [26], в Смитсоновском институте (США) были проведены катодолуминесцентные исследования обычных и ультракалиевых кварцевых порфиров из бимодальной свиты юга Израиля. По устному сообщению С. Соренсен, адуляр в изученных шлифах не обнаружен, что также позволяет исключать возможность образования УККП при низкотемпературной переработке обычных кварцевых порфиров.

### Условия образования УККП

На основании изучения расплавных включений было показано, что вкрапленники кварца в УККП кристаллизовались не из ультракалиевой, а из нормальной щелочной магмы (см. табл. 3 и 4). Установлено также, что в кварцевых порфирах с гетерогенным матриксом на ранних стадиях кристаллизации последнего формировались обогащенные калием микрокристаллические агрегаты, сходные по химическому составу с УККП, а материал, в который включены обособления, обогащен натрием. Следует отметить, что заметные различия в составе между породами с однородным матриксом (см. табл. 1, пр. 2 и 7; рис. 7) и разновидностями, в матриксе которых выявлены богатые калием обособления (см. табл. 1, пр. 1, 8, 9; рис. 8—10), отсутствуют. Эти данные являются дополнительным указанием на то, что процесс образования обособлений не сопровождался привнесением калия в систему.

Из сопоставления химических составов разных типов кислых пород бимодальной свиты (см. рис. 3 и 4) следует, что ультракалиевый расплав не мог быть образован при фракционной кристаллизации магмы, отвечающей кварцевому порфиру: для пары УККП — кварцевый порфир, несмотря на наличие четких трендов содержания  $K_2O$ ,  $Na_2O$  и родственных микроэлементов (Rb, Ba), имеет место полное перекрытие составов по  $SiO_2$  и остальным породообразующим оксидам, а также по следовым элементам. На диаграмме  $Ab-Qtz-Or$  (рис. 11) точки составов УККП располагаются в поле более высоких температур, чем составы кварцевых порфиров, что также исключает возможность образования остаточного ультракалиевого расплава.

Приведенные выше данные не позволяют говорить о существовании ультракалиевой кислой магмы, из которой образовались УККП. Более резонно предположить, что в каких-то случаях создавались специфические условия, определившие формирование породы с 7—10 мас.%  $K_2O$  в процессе кристаллизации риолитовой магмы, содержащей 4,5—5 мас.%  $K_2O$ .

### Особенности кристаллизации кварцевых порфиров

На диаграмме  $Ab-Qtz-Or$  (см. рис. 11) фигуративные точки составов кварцевых порфиров располагаются вблизи котектических линий водонасыщенной системы при давлении 1 и 2 кбар. С учетом

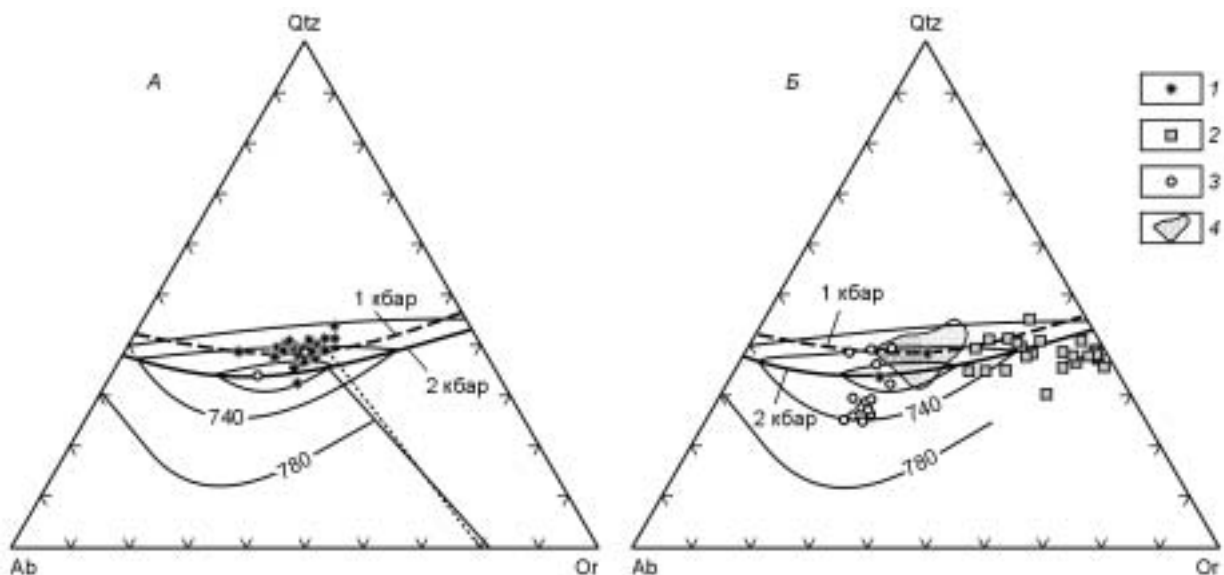
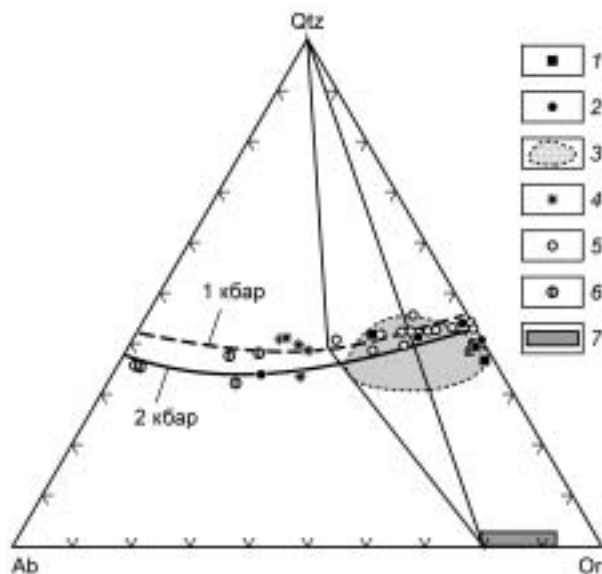


Рис. 11. Положение фигуративных точек составов кварцевых порфиров (А), УККП и полевошпатовых риолит-порфиров (Б) на диаграмме  $Ab-Qtz-Or$ .

1 — кварцевый порфир; 2 — ультракалиевый кварцевый порфир; 3 — полевошпатовый риолит-порфир; 4 — поле составов кварцевых порфиров. Котектические кривые водонасыщенной гаплогранитной системы при давлениях 1 и 2 кбар, изотермы ( $^{\circ}C$ ), а также конноды, определяющие состав кристаллизующегося полевого шпата в равновесии с расплавом и кварцем, по [52].



**Рис. 12.** Положение фигуративных точек составов различных участков матрикса в кварцевых порфирах и УККП на диаграмме Ab—Qtz—Or.

1 — ультракалиевый кварцевый порфир (WR); 2 — матрикс в ультракалиевом кварцевом порфире; 3 — поле составов ультракалиевых кварцевых порфиров; 4 — кварцевый порфир (WR); 5, 6 — матрикс в кварцевом порфире: 5 — ранние обособления, 6 — поздний агрегат; 7 — состав вкрапленников полевого шпата в УККП и кварцевых порфирах. Поле составов УККП показано по данным рис. 11, Б. Коннода, соединяющая точку на котектической кривой и точку на стороне Ab—Or, иллюстрирует составы полевого шпата и равновесного с ним расплава, по [52].

имеющихся данных о содержании в исходной кислой магме 2—3 мас.% воды и до 1 % фтора (см. табл. 4), такие условия близки к реальным. Оценки интервала температур кристаллизации пород по приводимым на диаграмме изотермам (~700—740 °С) также согласуются с данными о более высоких субликвидусных температурах, при которых кристаллизовались фенокристаллы (760—790 °С, см. табл. 2).

Из диаграммы на рис. 11 видно, что кислые магмы, из которых образованы кварцевые порфиры, были большей частью обогащены ортоклазом по отношению к составу расплава-минимума. Для  $P_{H_2O} = 1$  кбар это не столь очевидно, но если принять во внимание присутствие в магме фтора (см. табл. 4), добавка которого смещает точку минимума на котектических кривых в направлении к альбиту [15, 51], такое соотношение составов кварцевых порфиров и котектического минимума сохраняется и при давлении порядка 1 кбар. Котектическая кристаллизация в этих условиях должна была начинаться с одновременного выделения кварца и щелочного полевого шпата. Последний был существенно обогащен калием, что иллюстрируется положением коннод на диаграмме и подтверждается микрозондовыми определениями (см. рис. 7 и 12). Поскольку, как правило, доля фенокристаллов щелочного полевого шпата в обсуждаемых породах незначительна, обогащение калием кристаллической фазы могло иметь место и на ранних стадиях кристаллизации матрикса, что подтверждается результатами определения состава ранних микрокристаллических обособлений.

В табл. 5 представлены данные о содержаниях  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$  в матриксе кварцевых порфиров и УККП, а также в валовых пробах пород, в которых изучался матрикс. Состав обособлений определялся либо сканированием (см. рис. 8), либо измерением химического состава представительных участков (площадок) с помощью СЭМ (см. рис. 9). В некоторых шлифах размеры однородных площадок не превышают 10—50 мкм (см. рис. 9 и 10), вследствие чего не всегда удается получить достоверные данные путем прямых замеров. В этих случаях данные измерений по отдельным площадкам, в которых содержание  $SiO_2$  варьирует от 75 до 85 мас.%, пересчитывались на содержание  $SiO_2$  в породе в целом (в пересчете на безводный остаток). Получаемая погрешность невелика, поскольку доля фенокристаллов в изучавшихся образцах составляет 5—7 %, а составы самих кварцевых порфиров близки к котектическим (см. рис. 11).

Результаты измерений, приведенные в табл. 5, нанесены на диаграмму Ab—Qtz—Or (см. рис. 12). Из нее видно, что в матриксе кварцевых порфиров ранние обособления (незалитые кружки) существенно обогащены ортоклазовой молекулой, вплоть до максимально возможных значений, тогда как материал между ними обогащен альбитовой составляющей (см. рис. 12, кружки с чертой в левой части диаграммы). Из расположения коннод можно видеть, что состав котектического агрегата, содержащего 40 % кварца и 60 % полевого шпата (среднее соотношение по данным табл. 5), соответствует середине поля составов ранних обособлений. Фигуративные точки составов обособлений целиком располагаются в поле составов УККП.

Очевидно, что факт сохранения в породе контрастных по содержанию калия и натрия участков, образованных соответственно на ранних и поздних этапах застывания матрикса, свидетельствует о неравновесных условиях кристаллизации, что отличает обсуждаемый процесс от медленной кристаллизации магмы при образовании глубинных плутонов.

Таблица 5. Содержание SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O в матриксе обычных и ультракальневых кварцевых порфиров (пересчитаны на 100 %)

Образец	Объект	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Qtz	Or	Ab
<i>Кварцевые порфиры</i>								
A127	[sph]	80,33	11,06	1,06	7,55	45,79	45,16	9,06
A127	[sph]	78,88	11,71	1,6	7,82	39,95	46,48	13,57
A127	WR	79,46	12,44	3,81	4,29	41,52	25,74	32,74
A198	[gran]	78,91	11,29	2,85	6,96	38,87	41,6	19,54
A198	WR	77,55	13,03	4,06	5,37	33,56	31,90	34,54
A18	[gran]*	77,62	13,36	5,43	3,6	32,47	21,37	46,16
A18 (10)	(gran)	79,85	10,5	1,9	7,75	42,64	46,37	10,99
A18	(gran)*	79,85	12,35	7,38	0,43	36,14	2,55	61,31
A18	(gran)	79,85	10,23	1,07	8,85	43,6	53,0	3,40
A18	(gran)	79,85	11,13	1,48	7,53	42,66	44,75	12,59
A18	(gran)	79,85	10,67	2,52	6,96	42,04	41,63	16,33
A18	WR	79,85	11,97	3,98	4,15	41,22	24,77	34,01
A150-1	(gran)	79,62	10,93	3,74	5,71	40,83	34,32	24,85
A150-1 (2)	(gran)	79,62	10,23	н.п.	10,15	43,49	56,5	0,01
A150-1 (7)	(sph)	79,62	10,25	н.п.	10,13	43,42	56,57	0,01
A150-1 (18)	(sph)	79,62	10,25	0,52	9,62	43,32	56,67	0,01
A150-1	WR	79,62	11,57	3,61	5,21	38,7	30,79	30,5
A150-2	(gran)	79,76	10,15	0,54	9,54	43,83	56,16	0,01
A150-2	(gran)	79,76	9,97	1,04	9,23	44,4	55,59	0,01
A150-2	(gran)	79,76	10,35	1,48	8,41	43,07	50,42	6,51
A150-2	(gran)	79,76	10,45	1,58	8,21	42,73	49,13	8,14
A150-2	(gran)	79,76	10,55	1,68	8,02	42,38	47,91	9,71
A150-2	(gran)*	79,76	11,7	4,74	3,8	38,36	22,52	39,13
A150-2	(gran)*	79,76	11,81	5,44	2,99	37,95	17,75	44,3
A150-2	(gran)*	79,76	12,49	7,18	0,58	35,79	3,43	60,78
A150-2	WR	79,76	11,72	3,68	4,84	40,0	28,72	31,27
<i>Ультра-К кварцевые порфиры</i>								
A132	[sph]	79,58	10,77	1,53	8,12	41,45	48,3	10,26
A132	[sph]	77,77	12,17	0,24	9,82	39,24	58,71	2,05
A132	WR	79,18	12,05	2,12	6,65	41,97	39,84	18,19
A19	[sph]	79,78	10,9	0,16	9,15	44,16	54,48	1,36
A19	[sph]	78,64	11,2	0,19	9,97	39,42	58,97	1,61
A19	[sph]	78,76	10,76	0,20	10,27	40,68	59,31	0,01
A19	WR	78,48	11,34	0,33	9,85	38,91	58,29	2,79
A139	[gran-9]	78,94	11,02	0,20	9,85	40,12	58,23	1,65
A139	WR	77,69	11,71	0,15	10,46	36,83	61,9	1,27

Примечание. Звездочкой обозначен поздний агрегат, без звездочки — ранние обособления. WR — валовой состав породы, sph — сферолит, gran — микрогранофир (цифра — количество измерений, по которым определен средний состав). В квадратных скобках — результаты прямых измерений состава, в круглых — пересчитаны на основе допущений, указанных в тексте. Обозначения в скобках около образцов A150-1 и A18 соответствуют номерам площадок на цифровых изображениях и в подрисуночных таблицах (см. рис. 9, 10).

### Модель формирования УККП

При разработке модели мы исходили из следующих положений, обоснованных в предыдущих разделах.

1. Исходные магмы, кристаллизация которых привела к формированию УККП, имели химический состав обычных кварцевых порфиров (см. табл. 1). Область составов этих магм представляет собой компактный кластер на диаграмме Ab—Qtz—Or, пространственно тяготеющий к минимумам на котектических кривых при  $P_{H_2O} = 1 - 2$  кбар (см. рис. 11).

2. Кислые магмы, внедрившиеся на малые глубины, были очень слабо раскристаллизованы.

3. Микрораскристаллические обособления, образованные на ранних стадиях кристаллизации риолитовой магмы, по составу близки к типичным УККП (см. рис. 8—10, 12; табл. 5).

4. Присутствие в матриксе ранних обособлений, обогащенных калием, и более поздних агрегатов, в которых натрий преобладает над калием, свидетельствует о том, что кристаллизация магмы в ходе ее перемещения по трещинам в холодных вмещающих породах представляла собой не единый краткий эпизод, а развернутый во времени процесс.

„Магматическая каша“, образовавшая кислые дайки, была гетерогенной как по своему агрегатному состоянию, так и по химическому составу. Ранние микрораскристаллические обособления сопоставимы по размерам (0,3—15 мм) с фенокристаллами. Следовательно, в определенных условиях была возможна сегрегация твердой фазы и остаточного расплава. Установить однозначно механизм сегрегации в настоящее время невозможно. Одним из таких механизмов мог быть фильтр-прессинг, что вполне реально в условиях широкого проявления разнообразных деформаций, сопровождавших формирование роев даек. Весьма вероятно также накопление ранней кристаллической фазы в условиях пристеночной кристаллизации либо на участках резкого сужения или резких разворотов даек. Еще один возможный механизм — уход части жидкой фазы из „магматической каши“ при достаточно высокой степени кристаллизации расплава, соответствующей так называемому порогу жесткого просачивания (rigid percolation threshold). Известно, что когда количество твердой фазы в магме достигает порогового значения, твердые частицы образуют более или менее жесткий скелет. Кластеры, состоящие из твердых частиц, прекращают движение, тогда как жидкая фаза продолжает двигаться по градиенту давления и плотности и может удаляться из „магматической каши“ через поровое пространство внутри кластеров [53—55]. В кислых магмах пороговое содержание твердой фазы составляет 50—55 % [56—58]. В кварцевых порфирах доля богатых калием обособлений и фенокристаллов близка к указанным значениям, так что в обсуждаемом случае описанный механизм сегрегации вполне мог иметь место.

Независимо от того, каким был действительный механизм сепарации твердой и жидкой фаз, УККП могут трактоваться как продукт кристаллизации смеси, состоящей главным образом из кристаллической фазы, образованной на первом этапе кристаллизации кислой магмы, и небольшого количества остаточного расплава. Широкие вариации состава УККП (см. рис. 3; табл. 1) свидетельствуют о значительном разбросе соотношений твердой фазы и остаточного расплава в образовавшейся породе. Поскольку полная сепарация жидкой фазы маловероятна, релит мог сохранить некоторую способность к перемещению и образовывать самостоятельные дайки. Таким способом мог образоваться северный сегмент дайки 1 (см. рис. 1), в котором содержание  $K_2O$  варьирует от 6,4 до 10,0 мас.%, а  $Na_2O$  — от 2,04 до 0,14 мас.%, и, следовательно, количество остаточного расплава могло варьировать от нескольких до первых десятков процентов.

Следует отметить, что весьма незначительная доля, которую составляют УККП по сравнению с кварцевыми порфирами, свидетельствует о том, что условия для сепарации реализовались лишь в редких случаях. В то же время частичное перераспределение кристаллической и жидкой фракций в пределах дайкового тела, вероятно, не было такой уж редкостью. На это указывают заметно различающиеся соотношения  $Na_2O$  и  $K_2O$  в разных частях одной и той же дайки кварцевых порфиров (см. табл. 1, пр. 4, 6 и 7).

Из предлагаемой модели следует, что в составе бимодальной свиты, наряду с ультракалиевыми разновидностями, должны присутствовать дайки риолитов, образованные из отделившегося остаточного расплава и относительно обогащенные натрием. Такие дайки действительно существуют, это полевошпатовые риолит-порфиры, которые слагают около 15 % объема свиты. Положение фигуративных точек их составов на бинарных вариационных диаграммах (см. рис. 3), на диаграмме распределения РЗЭ (см. рис. 4) и на тройной диаграмме  $Ab—Qtz—Or$  (см. рис. 11) в целом не противоречит предположению о природе этих даек и находит объяснение в рамках обсуждаемой модели. Остаются однако неясными причины значительного накопления Ва, несмотря на самые низкие концентрации калия в этой разновидности кислых пород (см. рис. 3). Поэтому в настоящее время предлагаемая трактовка природы риолит-порфиров остается на уровне гипотезы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ультракалиевые кварцевые порфиры Южного Израиля имеют магматическое происхождение. Главную роль в их формировании играла неравновесная кристаллизация риолитовой магмы, сопровождавшаяся на отдельных участках сепарацией ранней микрораскристаллической фазы и остаточного расплава. Кристаллизация магмы, содержавшей при внедрении всего 5—7 % фенокристаллов, происходила в процессе ее перемещения по трещинам в холодных породах и начиналась с образования обособлений со сферолитовой и микрогранофировой структурой, обогащенных калием; объемная доля таких обособ-

лений могла достигать 50 %. Поскольку система оставалась закрытой в отношении петрогенных компонентов, в остаточном расплаве натрия преобладал над калием.

На некоторых участках создавались благоприятные условия для частичной сепарации остаточного расплава и ранних обособлений. Вероятными механизмами сепарации могли быть фильтр-прессинг, пристеночная кристаллизация либо разделение жидкой и твердой фаз после достижения так называемого порога жесткого просачивания (rigid percolation threshold). УККП трактуются как продукт кристаллизации смеси, состоящей в основном из ранних микрокристаллических обособлений и небольшого количества остаточного расплава.

Дайки полевошпатовых риолитов, которые присутствуют в подчиненном количестве в составе бимодальной свиты и характеризуются преобладанием натрия над калием, могут рассматриваться как продукт кристаллизации расплава, отделившегося от „магматической каши“; однако это предположение требует дополнительных обоснований.

Следует подчеркнуть, что изложенная модель неравновесной кристаллизации кислой магмы с последующей сепарацией ранней кристаллической фазы и остаточного расплава применима лишь к субвулканическим и вулканическим образованиям. Косвенным подтверждением этому является отсутствие в литературе данных о гранитах, сходных по составу с ультракалиевыми риолитами.

Авторы искренне признательны А.Н. Занвилевич за плодотворное сотрудничество на всех этапах исследований и активное обсуждение статьи, а также Ф.Г. Рейфу за ценные советы, касающиеся петрогенетической интерпретации полученных данных. Авторы выражают также глубокую благодарность Н.Л. Добрецову, А.Э. Изоху и Е.В. Шаркову за внимательный критический анализ рукописи и высказанные рекомендации, которые позволили уточнить ряд важных положений.

Исследования проводились при поддержке РФФИ (грант 99-05-65138), Израильского научного фонда (грант № 142/02), Министерства национальной инфраструктуры и энергии Израиля (грант № 23—17—04).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Stone M.** A study of the Praa Sands Elvan and its bearing on the origins of elvans // *Proc. Ussher Soc.*, 1968, v. 2, p. 37—42.
2. **Фромберг Е.Д.** Происхождение ультракалиевых риолитов // *Докл. АН СССР*, 1980, т. 253, с. 684—687.
3. **Agron N., Bentor Y.K.** The volcanic massif of Big'at Hayareah (Sinai-Negev), a case of potassium metasomatism // *J. Geol.*, 1981, v. 89, p. 479—496.
4. **Taylor P.N., Chadwick B., Moorbath S. et al.** Petrography, chemistry and isotopic ages of peninsular gneiss, Dharwar acid volcanic rocks and the Chitradurga granite with special reference to the Late Archaean evolution of the Karnataka craton, southern India // *Precamb. Res.*, 1984, v. 23, p. 349—375.
5. **Wachendorf H., Zachmann D., Jarrar G.H.** The role of pressure in control of potassium, sodium, and copper concentration in hypabyssal intrusives as demonstrated in Late Precambrian dikes in southern Jordan // *Precamb. Res.*, 1985, v. 30, p. 221—248.
6. **Bentor Y.K.** The crustal evolution of the Arabo-Nubian Massif with special reference to the Sinai Peninsula // *Precamb. Res.*, 1985, v. 28, p. 1—74.
7. **Peters T., Kamber B.S.** Peraluminous, potassium-rich granitoids in the Semail ophiolite // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 118, p. 229—238.
8. **Пономарева А.П., Изох Э.П., Андреева Н.В.** Взаимодействие мантийных и коровых расплавов при формировании Магаданского батолита // *Геология и геофизика*, 1994, т. 35 (2), с. 25—34.
9. **Ennis D.J., Dunbar N.W., Campbell A.R., Chapin C.E.** The effects of K-metasomatism on the mineralogy and geochemistry of silicic ignimbrites near Socorro, New Mexico // *Chem. Geol.*, 2000, v. 167, p. 285—312.
10. **Антипин И.С., Холле К., Митичкин М.А. и др.** Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири — субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43 (9), с. 847—857.
11. **Stewart D.B.** The formation of siliceous potassic glassy rocks // *The evolution of the igneous rocks* / Ed. H.S. Yoder, Jr. Princeton University Press, Princeton, 1979, p. 339—350.
12. **Le Maitre R.W.** (Ed). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 1989, 193 p.
13. **Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L.** The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth Sci. Rev.*, 1987, v. 24, № 2, p. 81—134.
14. **Steiner J.C.R., Jahns R.H., Luth W.C.** Crystallization of alkali feldspar and quartz in the haplogranite system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$  at 4 kb // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, p. 83—98.
15. **Johannes W., Holtz F.** Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1996, 330 p.

16. **Кузнецов А.Д., Эпельбаум М.Б.** Эвтектические соотношения в открытых системах с вполне подвижными компонентами. М., Наука, 1985, 127 с.
17. **Samuel M., Essa M. S., Azer M.** Alkaline rhyolites from Taba-Nuweiba district, Central Eastern Sinai, Egypt // 32 IGC — Florence, 2004, Electronic version posted on-line on July 20, 2004, <http://www.32igc.org/home.htm>.
18. **Roedder E.** Melt inclusions in 75075 and 78505 — The problem of anomalous low-K inclusions in ilmenite revisited // Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf., Houston, Texas, 1979, p. 249—257.
19. **Вишневский С.А., Попов Н.В.** Возможная модель образования древнейших высококалийевых кислых пород // Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и в складчатых областях. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1987, с. 58—62.
20. **Munhá J., Fyfe W.S., Kerrich R.** Adularia, the characteristic mineral of felsic spilites // Contr. Miner. Petrol., 1980, v. 75, p. 15—19.
21. **Brooks W.E.** Distribution of anomalously high K<sub>2</sub>O volcanic rocks in Arizona: metasomatism at the Picacho Peak detachment fault // Geol., 1986, v. 14, p. 339—342.
22. **Glazner A.F.** Stratigraphy, structure, and potassic alteration of Miocene volcanic rocks in the Sleeping Beauty area, central Mojave Desert, California // Geol. Soc. Amer. Bull., 1988, v. 100, p. 424—435.
23. **Roddy M.S., Reynolds S.J., Smith B.M., Ruiz J.** K-metasomatism and detachment-related mineralization, Harcuvar Mountains, Arizona // Ibid., p. 1627—1639.
24. **Hollocher K., Spencer J., Ruiz J.** Composition changes in ash-flow cooling unit during K metasomatism, west-central Arizona // Econ. Geol., 1994, v. 89, p. 877—888.
25. **Chapin C.E., Lindley J.I.** Potassium metasomatism of igneous and sedimentary rocks in detachment terranes and other sedimentary basins: economic implications // Geol. Soc. Arisona Digest, 1986, v. 16, p. 118—126.
26. **Rougvie J., Sorensen S.S.** Cathodoluminescence record of K-metasomatism in ash-flow tuffs: grain-scale mechanisms and large-scale geochemical implications // Geol., 2002, v. 30, p. 307—310.
27. **Stern R.J., Sellers G., Gottfried D.** Bimodal dike swarms in the north of the Eastern Desert of Egypt: significance for the origin of the Precambrian „A-type“ granites in Northern Afro-Arabia // The Pan-African belt of NE Africa and adjacent areas: tectonic evolution and economic aspects / Eds. R. Greiling and R. Gaby. Frieder, Vieweg, John, Braunschweig, Germany, 1988, p. 147—179.
28. **Vapnik Ye.** Melt inclusions in a dike of peralkaline rhyolite (Nahal Shelomo area, southern Israel) // N. Jb. Miner. Mh., 1996, v. 8, p. 365—376.
29. **Mushkin A., Navon O., Halicz L. et al.** The petrogenesis of A-type magmas from Amram Massif, southern Israel // J. Petrol., 2003, v. 44(5), p. 815—832.
30. **El-Metwally A.A.** Sinai mafic and felsic dykes: geochemistry and emplacement model, Egypt // J. Geol., 1997, v. 41, № 1, p. 357—386.
31. **Garfunkel Z.** History and paleogeography during the Pan-African orogen to stable platform transition: reappraisal of the evidence from Elat area and northern Arabian-Nubian Shield, Israel // Israel J. Earth Sci., 2000, v. 48, p. 135—157.
32. **Genna A., Nehlig P., Le Goff E. et al.** Proterozoic tectonism of the Arabian Shield // Precamb. Res., 2002, v. 117, p. 21—40.
33. **Kessel R., Stein M., Navon O.** Petrogenesis of late Neoproterozoic dikes in the northern Arabian-Nubian Shield — implications for the origin of A-type granites // Precamb. Res., 1998, v. 92, p. 195—213.
34. **Gutkin V., Eyal Y.** Geology and evolution of Precambrian rocks, Mt. Shelomo, Elat area, Israel // Israel J. Earth Sci., 1998, v. 47, № 1, p. 1—18.
35. **Keppler H., Bagdassarov N.S.** High-temperature FTIR spectra of H<sub>2</sub>O in rhyolite melt to 1300 °C // Amer. Miner., 1993, v. 78, p. 1325—1328.
36. **Sobolev A.V., Gurenko A.A., Shimizu N.** Ultra-depleted melts from Iceland: data from melt inclusion studies // Miner. Mag., 1994, v. 58A, p. 860—861.
37. **Lowenstern J.B.** Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy // Amer. Miner., 1994, v. 79, p. 353—369.
38. **Reyf F.G.** Direct evolution of W-rich brines from crystallizing melt within the Mariktikan granite pluton, west Transbaikalia // Miner. Depos., 1997, v. 32, p. 475—490.
39. **Smirnov V.K., Sobolev A.V., Batanova V.G. et al.** Quantitative SIMS analysis of melt inclusions and host minerals for trace elements and H<sub>2</sub>O // EOS Trans. Spring Meet Suppl.-AGU, 1995, v. 17, p. 270.
40. **Портнягин М.В., Симакин С.Г., Соболев А.В.** Фтор в примитивных магмах офиолитов Троодоса (Кипр): методы и главные результаты // Геохимия, 2001, т. 39, с. 887—893.



41. **Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.** A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.
42. **Sun S., McDonough W.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins*. Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry // *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 1989, v. 42, p. 313—345.
43. **Schiano P., Clocchiatti R.** World wide occurrence of silica-rich melt in sub-continental and sub-oceanic mantle minerals // *Nature*, 1994, v. 368, p. 621—624.
44. **Student J.J., Bodnar R.J.** Synthetic fluid inclusions XIV: coexisting silicate melt and aqueous fluid inclusions in the haplogranite—H<sub>2</sub>O—NaCl—KCl system // *J. Petrol.*, 1999, v. 10, p. 1509—1525.
45. **Skirius C.M., Peterson J.W., Anderson Jr.A.T.** Homogenizing rhyolitic glass inclusions from the Bishop Tuff // *Amer. Miner.*, 1990, v. 75, p. 1381—1398.
46. **Кузьмин Д.В., Чупин В.П., Литвиновский Б.А.** Температуры и составы магм трахибазальт-командитовой ассоциации хребта Цаган-Хуртей, Западное Забайкалье (по включениям в минералах) // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40 (1), с. 62—72.
47. **Raia F., Webster J.D., De Vivo B.** Pre-eruptive volatile contents of Vesuvius magmas: constraints on eruptive history and behavior. I. The medieval and modern interplinian activities // *Eur. J. Miner.*, 2000, v. 12, p. 179—193.
48. **Parsons I.** Feldspars and fluids in cooling plutons // *Miner. Mag.*, 1978, v. 42, p. 1—17.
49. **Parsons I., Rex D.C., Guise P., Halliday A.N.** Argon-loss by alkali feldspars // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, v. 52, p. 1097—1112.
50. **Burgess R., Kylliey S.P., Parsons I. et al.** <sup>40</sup>Ar—<sup>39</sup>Ar analysis of perthite microtextures and fluid inclusions in alkali feldspars from the Klokken syenite, South Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 109, p. 147—167.
51. **Коваленко Н.И.** Экспериментальные исследования образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., Наука, 1979, 151 с.
52. **Tuttle O.F., Bowen N.L.** Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O // *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 1958, v. 74, 153 p.
53. **Brown M., Solar G.S.** The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm // *Tectonophysics*, 1999, v. 312, p. 1—33.
54. **Weinberg R.F.** Mesoscale pervasive felsic magma migration: alternatives to dyking // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 393—410.
55. **Leitz A.M., Weinberg R.F.** Modelling granite migration by mesoscale pervasive flow // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 200, p. 131—146.
56. **Arzi A.A.** Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks // *Tectonophysics*, 1978, v. 44, p. 173—184.
57. **Van der Molen I., Peterson M.S.** Experimental deformation of partially-melted granite // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 70, p. 299—318.
58. **Vigneresse J.L., Barbey P., Cuney M.** Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 1579—1600.

*Рекомендована к печати 3 февраля 2006 г.  
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию  
15 ноября 2005 г.*