

HOW GRANITES ARE PRODUCED

V. S. POPOV

Granites are abundant holocrystalline igneous rocks mainly composed of feldspars and quartz; they are confined to the upper continental crust and are resulted from the partial melting of crustal materials. Melting reactions are closely related to the dehydration of OH-bearing minerals. Possible compositions of source rocks are discussed.

Граниты, широко распространенные полнокристаллические магматические породы, состоящие преимущественно из полевых шпатов и кварца, сосредоточены в верхней части континентальной земной коры и образуются в результате частичного плавления корового вещества. Реакции плавления тесно связаны с дегидратацией гидроксилсодержащих минералов. Рассмотрены возможные составы источников гранитных магм.

КАК ОБРАЗУЮТСЯ ГРАНИТЫ

В. С. ПОПОВ

Московская государственная геологоразведочная академия

ВВЕДЕНИЕ

Самая верхняя оболочка нашей планеты — земная кора состоит из разнообразных горных пород. С некоторыми распространенными породами — глиной, известняком, мрамором — знаком почти каждый. К широко известным породам относятся и гранит. Гранитными плитами покрыты полы на станциях метро, ими облицованы фасады многих зданий. Постаменты памятников и сами каменные статуи часто делают именно из гранита. Эту породу используют также для приготовления строительного щебня.

Термин “гранит” отражает зернистое строение породы, хорошо заметное невооруженным глазом (от лат. granum — зерно). В древности этим словом называли любые крупнозернистые горные породы. В современной геологической литературе термин “гранит” употребляется в более узком смысле. Им обозначают полнокристаллические горные породы, которые состоят из Ca—Na и K—Na полевых шпатов ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), кварца (SiO_2) и некоторого количества Fe—Mg силикатов, чаще всего это темная слюда — биотит: $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_3(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$. Полевые шпаты в сумме составляют около 60% объема породы, кварц — не менее 30%, а Fe—Mg силикаты — до 10%. Для валового химического состава гранитов характерно высокое содержание кремнезема (SiO_2), которое колеблется от 68–69 до 77–78 мас.%. Кроме того, граниты содержат 12–17 мас.% Al_2O_3 , 7–11 мас.% суммы $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и до нескольких массовых процентов суммы $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$ [1, 2]. Размер минеральных зерен в гранитах обычно варьирует от 1 до 10 мм. Отдельные кристаллы розового K—Na полевого шпата нередко достигают нескольких сантиметров в поперечнике и хорошо видны на поверхности полированных гранитных плит.

В конце XVIII века ученые всерьез полагали, что граниты образовались путем осаждения кристаллов на дне океана, заполненного морской водой. Эта гипотеза поддерживалась научной школой нептунистов, которую возглавлял немецкий геолог А.Г. Вернер (1749–1817). Однако уже в начале XIX века ошибочность такой интерпретации стала очевидной, и она уступила место концепции плутонистов, которые привели убедительные доказательства в пользу того, что граниты возникли в результате охлаждения и затвердевания силикатных расплавов — магм, поднимающихся из глубин Земли. Первым сформулировал эту идею англичанин Дж. Геттон (1726–1797) [5].

В середине XX века происхождение гранитов стало предметом новой дискуссии. В качестве альтернативы представлений о магматической природе этих пород была высказана идея о возможности формирования гранитов путем преобразования (трансформации) пород иного состава при их взаимодействии с горячими водными растворами, которые приносят компоненты, необходимые для создания гранита, и выносят (растворяют) “лишние” химические элементы. Идея гранитизации земной коры под влиянием горячих растворов продолжает развиваться и в наши дни (см. статью Л.Л. Перчука “Глубинные флюидные потоки и рождение гранита” в этом номере журнала).

Ранние дискуссии о природе гранитов происходили в то время, когда состав и условия залегания этих пород были известны лишь в общих чертах, а физико-химические процессы, которые могли привести к их образованию, оставались неисследованными. Во второй половине XX века ситуация коренным образом изменилась. К тому времени был накоплен большой объем информации о положении гранитов в земной коре, подробно изучен состав этих пород. Споры о возможном происхождении гранитов с позиций здравого смысла уступили место строгим термодинамическим расчетам и прямым экспериментам, воспроизводящим зарождение гранитных магм и их последующую кристаллизацию. Естественно, при этом возникли новые проблемы, однако уровень научной дискуссии стал совершенно иным. Об этом можно судить и по содержанию этой статьи и статьи Л.Л. Перчука.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ГРАНИТОВ

Граниты – породы, характерные для верхней части континентальной земной коры. Они неизвестны на дне океанов, хотя на некоторых океанических островах, например в Исландии, распространены довольно широко. Граниты формировались на протяжении всей геологической истории континентов. По данным изотопной геохронологии, самые древние породы гранитного состава датируются 3,8 млрд лет, а самые молодые граниты имеют возраст 1–2 млн лет.

Кварц-полевошпатовые гранитные породы образуют тела, которые первоначально не выходили на дневную поверхность. По геологическим данным, верхние контакты гранитных тел в момент образования располагались на глубине от нескольких сот метров до 10–15 км. В настоящее время граниты обнажены благодаря последующему подъему и размытию пород кровли. Согласно статистическим подсчетам, граниты составляют около 77% объема всех магматических тел, затвердевших на глубине в верхней части континентальной земной коры.

Различают перемещенные и неперемещенные гранитные тела. Перемещенные граниты возникли

в результате внедрения гранитной магмы и последующего затвердевания магматического расплава на той или иной глубине. Форма тел, сложенных перемещенными гранитами, весьма разнообразна – от небольших жил толщиной 1–10 м до крупных plutонов, занимающих сотни квадратных километров по площади и нередко сливающихся в протяженные плутонические пояса. Наряду с относительно тонкими гранитными пластинами (< 1–2 км по вертикали) известны плутоны, уходящие на глубину нескольких километров. Например, Эльджуртинский плутон на Северном Кавказе пересечен четырехкилометровой скважиной, которая не достигла нижнего контакта гранитов. В Береговом хребте Перу в Южной Америке граниты обнажены в интервале более 4 км и уходят на неизвестную пока глубину.

Главные доказательства магматического происхождения перемещенных гранитов сводятся к следующему. Во-первых, формирование гранитных тел сопровождается локальными деформациями окружающих пород, которые указывают на активное внедрение гранитного расплава [4]. Во-вторых, вблизи контактов с гранитами вмещающие породы испытали преобразования, вызванные нагревом. Судя по минеральным ассоциациям, возникшим в ходе этого процесса, начальная температура гранитных тел была выше температуры затвердевания гранитной магмы, которая, следовательно, была внедрена в жидком состоянии. Наконец, и в настоящее время происходят вулканические извержения, выносящие к поверхности магмы гранитного состава.

В отличие от перемещенных гранитов, которые затвердевали значительно выше области своего зарождения, неперемещенные граниты кристаллизовались примерно на том самом месте, где возникли. Если перемещенные граниты – это обычно однородные породы, заполняющие те или иные объемы, то неперемещенные граниты чаще встречаются в виде полос, линз, пятен, измеряемых миллиметрами и сантиметрами в поперечнике, которые перемежаются с породами иного состава. Подобные образования называют мигматитами (от греч. мигма – смесь). Явные признаки активного механического внедрения гранитного материала в мигматитах отсутствуют; часто складывается впечатление, что этот материал пассивно замещает исходный субстрат. Отсюда и возникли представления о гранитизации тех или иных участков земной коры. Мигматиты формировались на глубине 5–7 км и более. Преобладающая их часть была образована в докембрийское время более 600 млн лет назад; возраст многих мигматитов измеряется миллиардами лет.

Мигматиты и более крупные тела древних неперемещенных гранитов часто рассматривают как затвердевшие зоны генерации гранитной магмы, выведенные на современную дневную поверхность в результате последующего подъема земной коры. Поскольку глубоко размытые мигматитовые

комплексы обнажены в одних местах, а менее глубинные перемещенные граниты — в других, проследить прямые соотношения между ними не удастся.

ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ В МОДЕЛЬНЫХ КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ СИСТЕМАХ

Физико-химической моделью гранитов, в основном состоящих из полевых шпатов и кварца, может служить система $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—Na}_2\text{O—K}_2\text{O}$, которая включает пять главных оксидов, входящих в эти минералы. Несмотря на кажущуюся простоту, эта пятикомпонентная система сложна для исследования, и фазовые соотношения в ней трудно представить в наглядной форме. Поэтому используют частные модельные системы с меньшим числом компонентов: SiO_2 (кварц)— KAlSi_3O_8 (ортоклаз)— $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит) и $\text{SiO}_2\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (анортит). Силикатные расплавы, которые могут быть получены при нагревании смесей кварца и полевых шпатов, обладают высокой вязкостью, затрудняющей достижение равновесия между фазами. Для того чтобы понизить вязкость, кварц-полевошпатовые системы исследуют в присутствии воды, которая, растворяясь в силикатном расплаве, делает его более текучим. Такой подход тем более оправдан, поскольку природные гранитные магмы содержат растворенную воду, что подтверждается наличием в гранитах гидроксилсодержащих минералов — слюд и амфиболов.

Система $\text{SiO}_2\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ была впервые подробно изучена американскими петрологами-экспериментаторами О. Таттлом и Н. Боуэном в 1958 году. В этой работе, которая положила начало современной петрологии гранитов, показано, что природные граниты близки по составу к наиболее низкотемпературным эвтектоидным расплавам, находящимся в равновесии с кварцем и К—Na полевыми шпатами (рис. 1). В 1970—1980-х годах Г. Винклер и В. Иоханнес в Германии изучили систему $\text{SiO}_2\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$, которая учитывает присутствие Са плагиоклаза. В этой системе также были определены составы самых низкотемпературных расплавов, равновесных с кварцем и полевыми шпатами. Как было установлено, многие природные граниты отвечают именно этим составам.

Из экспериментальных данных вытекает простой и эффективный механизм образования гранитных магм — частичное плавление кварц-полевошпатовых пород: песчаников, глинистых осадков, ранее образованных магматических пород, гнейсов и т.п. Гранитные магмы могут быть получены и другим путем — в результате дифференциации менее кремнекислых магм, из которых в процессе кристаллизации удаляются тугоплавкие твердые фазы, избыточные по отношению к эвтектоидному гранитному расплаву. На протяжении последних десятилетий дискуссия о происхождении гранитов в ос-

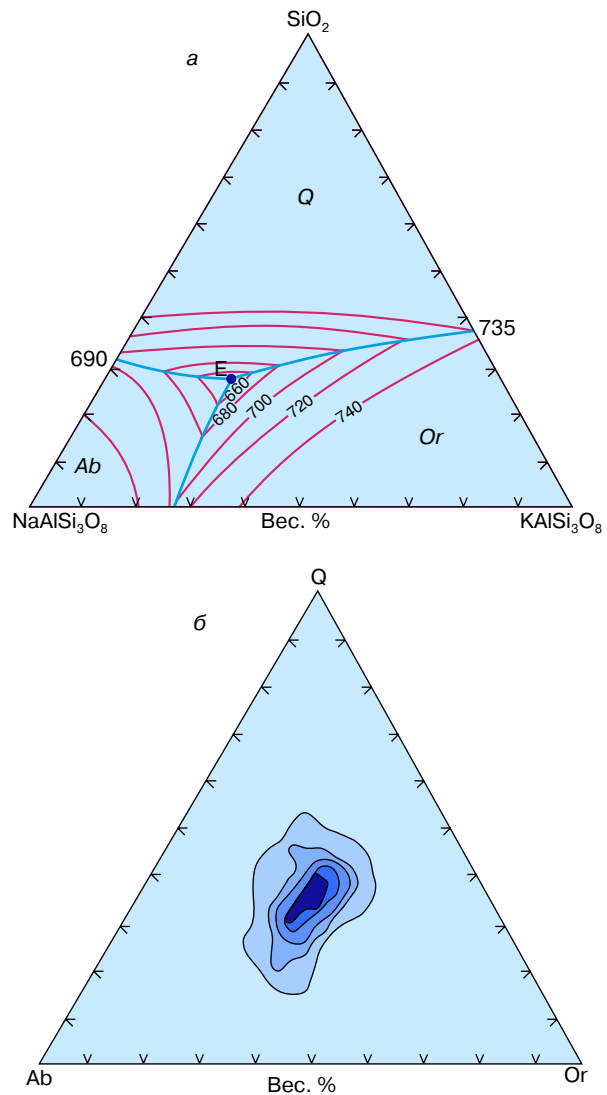


Рис. 1. Система $\text{SiO}_2\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ при давлении 500 МПа (а) и составы 511 природных гранитов (б) по О. Таттлу и Н. Боуэну, 1958. На диаграмме (а) показаны поля первичной кристаллизации кварца (Q), альбита (Ab) и ортоклаза (Or). Точка E соответствует составу самого низкотемпературного расплава, равновесного со всеми тремя кристаллическими фазами. Цифры на изотермах — температура расплавов. На диаграмме (б) отражена плотность распределения точек, характеризующих составы гранитов. Внутренняя темная область соответствует максимуму плотности

новном сводилась к выбору между этими двумя моделями. В 1950—1970-х годах предпочтение отдавалось дифференциации. Позднее были получены данные, свидетельствующие о том, что крупные массы гранитов являются продуктами частичного плавления вещества земной коры, а кристаллизационная дифференциация приводит к появлению

лишь относительно малых количеств гранитного материала.

Экспериментальные данные подтвердили важную роль воды в зарождении и кристаллизации гранитных магм. Было установлено, что безводные силикатные расплавы гранитного состава образуются при температуре не менее 950°C , тогда как природные гранитные магмы имеют начальную температуру $850\text{--}650^{\circ}\text{C}$. Понижение температуры затвердевания гранитов обусловлено растворением в силикатном расплаве некоторого количества воды, обычно измеряемого первыми процентами [4, 6]. Такая концентрация оказывается достаточной для того, чтобы существенно понизить температуру затвердевания и оказать влияние на реологические свойства магматической жидкости.

Реальным источником воды, растворенной в гранитной магме, могут служить гидроксилсодержащие минералы, главным образом слюды и амфиболы, входящие в состав того корового вещества, которое подвергалось частичному плавлению. Слюда содержит около 4 мас.%, а амфиболы, например роговая обманка, — около 2% H_2O . Если вся эта вода перейдет в расплав при дегидратации, то при малых степенях частичного плавления (~20%) даже относительно небольшие количества этих минералов (10–20%) могут обеспечить заметную водонасыщенность расплава, которая в ходе последующей кристаллизации возрастает вследствие выделения ранних безводных минералов.

Эксперименты, выполненные в последние годы в лабораториях разных стран, позволили установить общие закономерности формирования гранитных магм в связи с реакциями дегидратации. При нагревании корового вещества разложение светлой калиевой слюды — мусковита происходит при 650°C , и этот процесс приводит к появлению относительно низкотемпературных гранитных магм. Темная слюда — биотит испытывает дегидратацию при $750\text{--}850^{\circ}\text{C}$, а роговая обманка, наиболее распространенный минерал из группы амфиболов, устойчива до $900\text{--}1000^{\circ}\text{C}$. Таким образом, расплавы, возникшие в связи с дегидратацией биотита и роговой обманки, имеют относительно высокую начальную температуру.

В координатах температура (T) — давление (P) кривые дегидратации гидроксилсодержащих минералов (например, линия D на рис. 2) и кривые начала плавления гранита при избытке воды (линия солидуса S) имеют разный наклон и пересекаются в точке C . Выше этой точки дегидратация происходит до того, как возникает гранитный расплав, и в интервале 1–2 (рис. 2) вода может сохраняться в межзерновом пространстве твердых пород. При температуре T_2 она растворится в насыщенном водой расплаве. Если давление больше, чем P_C , то гидроксилсодержащие минералы разлагаются при температуре выше солидуса S (точки 4 или 6) и выделив-

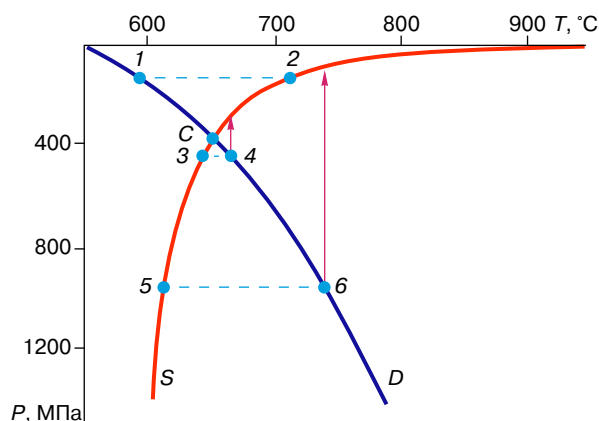


Рис. 2. Соотношения между кривой дегидратации мусковита (D) и кривой начала плавления гранита при избытке воды (S). Пояснения даны в тексте

шаяся вода сразу же растворяется в возникающем расплаве, причем концентрация воды в перегретом расплаве оказывается ниже предельной растворимости. Чем выше давление, при котором происходит реакция плавления, связанная с дегидратацией, тем больше перегрев расплава относительно солидуса (ср. интервалы 3–4 и 5–6) и тем меньше степень насыщения расплава водой.

Поэтому, чем глубже магматический источник, тем выше может подняться магма, содержащая воду (см. вертикальные стрелки на рис. 2). Эти соотношения раскрывают причину возникновения перемещенных и неперемещенных гранитов. Первые связаны с более глубокими коровыми источниками, имеют относительно высокую начальную температуру и в большей степени недонасыщены водой, что обеспечивает возможность дальней миграции расплава. Если же источник расположен на меньшей глубине вблизи уровня C (рис. 2), то расплав достигает насыщения и затвердевает в виде мигматитов недалеко от места зарождения.

ВОЗМОЖНЫЙ СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ ГРАНИТНЫХ МАГМ

Количественные соотношения между кварцем и полевыми шпатами в гранитах зависят от нескольких переменных, в том числе от давления. Учитывая теоретически рассчитанные и экспериментально подтвержденные зависимости, было установлено, что источники гранитных магм, отвечающих по составу реально наблюдаемым породам, расположены в континентальной земной коре на глубине от 10–15 до 30–40 км, где литостатическое давление равно 300–1000 МПа.

Формирование низкокалиевых существенно плагиоклазовых гранитов связывают с частичным плавлением менее кремнекислых кварц-плагиоклаз-амфиболовых магматических пород, залегающих в

нижней части континентальной земной коры. Сами эти породы были когда-то выплавлены из вещества верхней мантии Земли, залегающей на глубине более 40 км. Реакции плавления, приводящие к образованию гранитов, сводятся к дегидратации амфибола при нагревании корового вещества и переходу в расплав кварца и части плагиоклаза. Возможность получения низкокальциевых гранитных магм таким способом доказана многочисленными экспериментами. Показано, что к аналогичному результату приводит и частичное плавление кварц-гранат-пироксеновых пород, устойчивых в зонах более высокого давления. Модель хорошо согласуется с геохимическими особенностями низкокальциевых гранитов и начальным изотопным составом Pb, Sr, Nd, который соответствует изотопным меткам мантийного вещества. Вслед за И.В. Бельковым и И.Д. Батиевой, низкокальциевые граниты можно обозначить как первичнокоровые (сокращенно Р-граниты от английского термина "primary crustal granites"). Во все эпохи гранитообразования эти граниты появляются первыми и увеличивают объем гранитного вещества в земной коре. К этой генетической группе относятся и самые древние гранитные породы с возрастом около 3,8 млрд лет.

Низкокальциевые Р-граниты, образованные на ранних стадиях геологической истории, занимают значительную часть континентальной земной коры и позднее неоднократно испытывали различные преобразования, в том числе и повторное плавление. В результате возникали разнообразие по составу граниты, которые в классификации австралийских петрологов Б. Чаппелла и А. Уайта выделены как I-граниты (igneous granites). Термин подчеркивает магматогенную природу корового вещества, вовлеченного в частичное плавление.

I-гранитам противопоставляются S-граниты (sedimentary granites), источником которых, по Чаппеллу и Уайту, служат метаморфизованные (преобразованные в условиях высоких температур и давлений) осадочные кварц-полевошпатовые породы. В отличие от умеренно глиноземистых I-гранитов с не очень высокими содержаниями калия S-граниты богаты калием и пересыщены глиноземом, то есть $(2Ca + Na + K) < Al$, в них много слюды и часто содержатся высокоглиноземистые минералы. S-граниты лишены магнетита, что указывает на восстановительные условия зарождения и кристаллизации гранитных магм. Это обусловлено обогащением метаморфизованных осадочных пород графитом. Расплавы, затвердевающие в виде S-гранитов, обогащены водой и имеют относительно низкую начальную температуру. Они затвердевают на довольно большой глубине и, как правило, не имеют вулканических аналогов.

В качестве особой генетической группы выделяют также А-граниты (alkaline, anhydrous, anorogenic granites). Эти породы обогащены щелочными ме-

таллами (Na и K) и содержат относительно мало алюминия так, что нередко $(2Ca + Na + K) > Al$. Судя по составу минералов, расплавы были бедны водой, но обогащены фтором. Если I- и S-граниты распространены в подвижных геологических поясах, то А-граниты тяготеют к стабильным блокам земной коры. Источниками А-гранитов служат кварц-полевошпатовые породы земной коры, испытавшие преобразования под воздействием глубинных щелочных растворов. Возможно, эти породы первоначально представляли собой "сухие" твердые остатки от предшествующих эпизодов частичного плавления; значительная часть воды была удалена с ранними порциями гранитного расплава.

Образование всех гранитов обычно рассматривают как заключительную стадию многоступенчатой эволюции верхней оболочки Земли. Согласно такой модели, протопланетное вещество, из которого состояла ранняя Земля, было близко по составу к примитивным каменным метеоритам — хондритам. Дифференциация этого вещества привела к формированию перидотитовой верхней мантии Земли, состоящей в основном из магнезиального оливина и пироксена. В результате частичного плавления верхней мантии обособилась первичная земная кора, сложенная оливин-пироксен-плагиоклазовыми, а на большой глубине и гранат-пироксеновыми породами. В процессе последующих преобразований пироксен был замещен амфиболом.

Частичное плавление амфиболсодержащих пород первичной коры, в свою очередь, привело к образованию низкокальциевых Р-гранитов. Сами эти граниты и продукты их размыва затем вновь вовлеклись в магматический рециклинг с образованием I-, S-, А-гранитов. На каждом этапе относительно легкие выплавки перемещались вверх, и в конечном итоге была сформирована современная континентальная кора, верхняя часть которой в значительной мере занята гранитами. Альтернативная модель допускает формирование Р-гранитов непосредственно в ходе дифференциации хондритового протопланетного вещества [3].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье кратко суммированы современные петрологические идеи, касающиеся происхождения гранитов. В настоящее время мы знаем об этом процессе довольно много, но некоторые принципиальные проблемы остаются пока нерешенными. Обратим внимание лишь на одну из них. Выше неоднократно подчеркивалось, что образование гранитов сводится к частичному плавлению твердого корового вещества. Вместе с тем, изучая граниты, мы редко находим в них хорошо определяемые твердые остатки — реститовые кристаллические фазы, не перешедшие в расплав. Небольшое количество остаточного материала можно видеть в S-гранитах; реститовая природа предполагается для некоторых

минералов в I-гранитах. Однако в Р- и А-гранитах реститовые фазы обычно не диагностируются. С чем это связано — с полным разделением твердых фаз и расплава в процессе подъема магматического материала, с последующим преобразованием твердых остатков, отсутствием критериев для их диагностики или же с дефектом самой петрологической модели? Проблема реститов вызывает и другие вопросы. Путем частичного плавления амфиболсодержащих пород повышенной основности можно получить лишь около 20% низкокалиевого гранитного материала. При этом должно оставаться 80% безводного твердого остатка, состоящего из пироксена, плагиоклаза или граната. Где находится этот остаток? Хотя породы в нижней части континентальной коры имеют близкий минеральный состав, их обломки, вынесенные вулканами, не несут геохимических признаков тугоплавкого остаточного материала. Можно предполагать, что этот материал был каким-то образом погружен в верхнюю мантию, однако прямые доказательства реальности этого процесса отсутствуют. Не исключено, что и в данном случае петрологическая модель нуждается в коррективах. В проблеме происхождения гранитов есть и другие неясности. Однако современные методы исследования достигли такого уровня, который позволяет надеяться на то, что правильные решения будут найдены, и довольно скоро. Не будем забывать, что со времени спора между непутистами и плутонистами прошло всего 200 лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983. 768 с.
2. Петрографический кодекс: Магматические и метаморфические образования. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1995.
3. Попов В.С. Новая геохимическая модель формирования континентальной литосферы Земли // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 1. С. 3–19.
4. Попов В.С. Магматизм Земли // Соросовский Образовательный Журнал. 1995. № 1. С. 74–81.
5. Хэллем Э. Великие геологические споры. М.: Мир, 1985. 216 с.
6. Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. 271 с.

* * *

Виктор Сергеевич Попов, доктор геолого-минералогических наук, профессор, зав. кафедрой петрографии магматических и метаморфических пород Московской государственной геологоразведочной академии, специалист в области магматической петрологии, геохимии, металлогении. Автор около 120 научных работ и учебных пособий.