

THE MANTLE-DERIVED FLUID FLOWS AND ORIGIN OF GRANIT

L. L. PERCHUK

In our mind, the stone often is associated with granite – a symbol for eternity. Granitic magmas were, are, and will be generated in the Earth's crust. The mantle-derived fluid-heat flows play the leading role in their formation.

Нередко камень ассоциируется у нас с гранитом. Гранит – символ вечности. Гранитные магмы возникали, возникают и будут возникать в земной коре нашей планеты, причем решающую роль в их зарождении играют флюидно-тепловые потоки, возникающие в глубинах Земли.

ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДНЫЕ ПОТОКИ И РОЖДЕНИЕ ГРАНИТА

Л. Л. ПЕРЧУК

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

ВВЕДЕНИЕ

На всех континентах существует большое разнообразие гранитов – полнокристаллических пород, состоящих из равных долей кварца, плагиоклаза ($X_{An}^{Pl} \approx 0,33$)¹ и калишпата; в небольших количествах (обычно до 5–7 %) – темноцветных минералов из числа *Bt*, *Hbl*, *Opx*, *Cpx*, *Ms*, *Fa*, *Mag*. Минеральный состав гранита определяется химическими и термодинамическими параметрами кристаллизации магмы. Средний химический состав гранита (в мас. %): $SiO_2 = 70,18$; $TiO_2 = 0,34$; $Al_2O_3 = 14,98$; $MgO = 1,08$; $Fe_2O_3 = 1,62$; $FeO = 1,66$; $CaO = 2,20$; $Na_2O = 3,28$; $K_2O = 3,95$; $H_2O = 0,78$; $P_2O_5 = 0,27$; содержания SrO , BaO , MnO , ZrO , F , Cl , редких земель незначительны. Сведения об истории изучения гранитов, их разновидностях, фазовых соотношениях в модельных гранитных системах изложены в статье В.С. Попова “Как образуются граниты” (см. с. 64–69).

Но прежде чем начать рассказ об этих удивительных горных породах, необходимо определить области их распространения. Различают три типа земной коры: океаническую, континентальную и переходную между ними. Первая слагает ложе Мирового океана и почти на 90% состоит из базальтов. Однако на некоторых океанических островах (например, Исландия, Галапагосские острова) существуют вулканы, извергающие в небольших количествах магмы гранитного состава. Они продукты глубокой дифференциации базальтовых магм [1]. Формирующая верхнюю часть материков древняя континентальная кора состоит из щитов (жестких плит) и обрамляющих их складчатых поясов самого различного возраста. Основная масса гранитов сосредоточена именно в континентальной коре, где они образуют иногда гигантские массивы. Крупные тела гранитов чаще встречаются в фанерозойских (породы моложе 600 млн лет) складчатых областях, таких, как Тянь-Шань, Кавказ, Кордильеры, Урал и во многих других регионах. На щитах в основном обнажаются более древние, но относительно мелкие тела гранитов с возрастом 2,6 млрд лет, которые зародились на глубинах 20–15 км в докембрийских метаморфических комплексах. В них также широко распространены гранитогнейсы [2].

¹ Термодинамические величины и индексы минералов приведены в конце статьи.

Еще в прошлом веке очень крупные массивы гранитов называли батолитами. Под ними подразумевали тела, уходящие своими корнями в нижнюю часть земной коры. С появлением геофизических методов оказалось, что это не так. Гранитные тела часто имеют форму гигантских лепешек или грибов с относительно узкими ножками — подводящими каналами. Наиболее древние граниты (с возрастом более 3 млрд лет) приурочены к гранитогнейсовым куполам в архейских зеленокаменных поясах и в разрезе напоминают соляные диапиры.

Кристаллизация гранита из силикатного расплава — механизм у геологов общепринятый [1]. Это доказывается мощным термальным воздействием гранитной магмы на вмещающие породы: вокруг них возникают контактовые ореолы роговиков — плотных тонкозернистых пород черного цвета. В начале этого века В.М. Гольдшмидт, один из основоположников геохимии, обнаружил в роговиковых ореолах интрузивных массивов вблизи Осло температурную зональность. В дальнейшем подобная зональность многократно описывалась петрологами в роговиковых ореолах крупных гранитных массивов на различных континентах. О магматической природе можно судить и по многочисленным расплавленным микроподключениям в минералах гранита, то есть реликтам нераскристаллизованного расплава. Наконец, хорошо известны вулканические лавы, соответствующие по составу граниту [1].

Однако мы пока мало знаем о механизмах зарождения гранитных расплавов в земной коре. Ясно лишь, что для этого нужна высокая температура. При $P = 1$ атм температура плавления гранита равна 950°C и возрастает с глубиной по мере увеличения давления. Но как подвести такую высокую температуру к потенциальному магматическому очагу? Ведь существует проблема передачи тепла, обусловленная очень низкой теплопроводностью горных пород, в существенной мере ограничивающей кондуктивный теплоперенос в земной коре. Именно этот фактор в первую очередь приходится учитывать при разработке моделей зарождения гранитных магм. А что, если гранитные магмы зарождаются в глубоких горизонтах континентальной коры под влиянием не просто тепловых, а флюидно-тепловых потоков? Ведь известны мощные потоки вещества (их еще называют плюмами), поднимающиеся из мантии и даже из внешнего ядра планеты в результате продолжающейся дифференциации Земли. Это на несколько порядков ускоряет разогрев пород. Флюиды — это надкритические смеси преимущественно газовых компонентов (H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2 , Ar , He и др.). Их глубинная природа доказана повышенным содержанием тяжелых изотопов углерода и водорода. В случае инфильтрации таких флюидов, особенно богатых водой или фтором, температура выплавления гранитной магмы из пород континентальной земной коры может снизиться на триста градусов и более. Это связано с высокой

растворимостью компонентов флюида в расплаве: чем выше их содержание, тем ниже температура плавления гранита и тем меньшей плотностью и вязкостью обладает магма. Однако и в случае недосыщенных водой флюидов возрастание глубины заметно увеличивает температуру гранитной эвтектики [1]. Вместе с тем не только температура, давление и содержание воды в глубинном флюиде создают условия для зарождения гранитных магм. Существенное влияние оказывают и другие термодинамические параметры, в первую очередь химические потенциалы CO_2 , K_2O и Na_2O . Важную роль могут сыграть и композиционные параметры, например $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{rock}}$, $X_{\text{Al}}^{\text{rock}}$ и $X_{\text{Mg}}^{\text{rock}}$, исходных пород, подвергшихся воздействию глубинных флюидно-тепловых потоков. Поэтому перед петрологами всегда стояла проблема выбора тех параметров, которые в каждом конкретном случае определяют зарождение гранитного расплава в породах земной коры.

Если флюидно-тепловые потоки воздействовали на породы земной коры в далеком геологическом прошлом, то не исключены находки следов этого воздействия. Геологи ищут и находят не только следы миграции таких потоков, но и связь с ними гранитообразования. Они были найдены во многих местах, но выглядели по-разному. Так, в конце 70-х годов в гнейсовых комплексах Южной Индии, Шри Ланки, а позднее и Гренландии карьерами были вскрыты пятнистые чарнокиты — гиперстеновые разновидности гранитов (рис. 1). Размер этих чарнокитовых пятен в диаметре варьирует от первых сантиметров до первых метров. Расположены они в пределах относительно широких зон, контролируемых дайками и близких по составу к базальтам. В пространстве

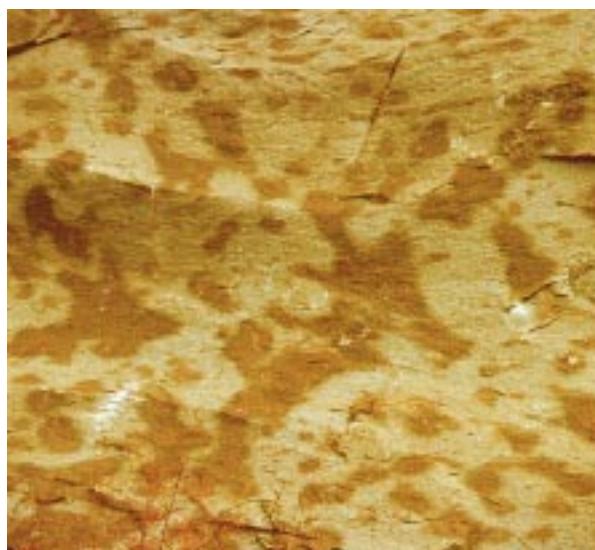


Рис. 1. Темные пятна чарнокитов среди светлых гнейсов в карьере вблизи деревни Удадиганга, в 20 км к югу от г. Канди, Шри Ланка

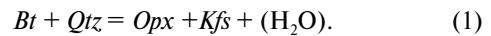
пятнистые чарнокиты представляют собой гирлянды шарообразных тел, соединенных своеобразными ветвями — ослабленными зонами в гнейсах, проводниками миграции флюидов. Имеется множество свидетельств тому, что расположенные в ядрах пятен гиперстеновые граниты возникали в тех местах, где мы их сейчас видим (*in situ*). Потому они получили название зарождающихся гранитов (*incipient granites*).

Таким образом, геологическая часть проблемы как будто оказалась решенной: пути миграции гранитизирующих флюидов найдены. Но все же это были экзотические находки. Геологам же давно известны комплексы гиперстеновых гранитов (чарнокитов), имеющие региональное распространение. К их числу относятся Побужский чарнокитовый комплекс, аналогичные комплексы в Антарктиде и Индии, Северной Америке и Восточной Сибири. В начале этого века при строительстве Кругобайкальской железной дороги на протяжении 70 км был вскрыт Шарыжалгайский комплекс. Комплекс сложен семью крупными, однотипными по геологическому строению (морфологии) куполами, залегающими в кристаллосланцах — очень древних базальтах, метаморфизованных при высоких T и P более 2 млрд лет тому назад. Каждый купол отдаленно напоминает пятнистый чарнокит (рис. 2), но по морфологии тел они являются аналогами гранитных куполов в зеленокаменных поясах (см. рис. 1). В отличие от пятнистых чарнокитов возникали они не на месте, а перемещались вверх, вытесняя и час-

тично замещая толщи кристаллосланцев. Однако и в этом случае имеются свидетельства связи образования гранитов с глубинными флюидно-тепловыми потоками.

В середине этого века выдающийся российский петролог академик Д.С. Коржинский обратил внимание на выдержанность состава гранитов, сформированных в самых различных геологических обстановках. На этой основе он сформулировал принцип подвижности щелочей при гранитизации как магматическом замещении вулканогенно-осадочных пород — модель, и по сей день весьма популярную среди геологов бывшего СССР. Позднее Д.С. Коржинский выдвинул гипотезу метасоматического превращения биотитовых гнейсов в чарнокитовые при возрастании μ_{K_2O} в существенно водном растворе мантийного происхождения. (Метасоматизм — твердофазное изменение состава породы за счет привноса — выноса химических элементов фильтрующимися флюидами.) Однако эта модель в силу разных причин не получила должного развития.

В последние 15–20 лет известный американский петролог Р. Ньютон [3] предложил иную модель твердофазного превращения гнейса в чарнокит по реакциям дегидратации Bt и/или Hbl в связи с притоком из мантии углекислых флюидов. Модель получила название “углекислой”. Действительно, соотношение C^{13}/C^{12} в газовых вытяжках из этих пород свидетельствует о смешанной, мантийно-коровой природе флюида, для которого справедливо соотношение $(X_{CO_2}^H + X_{H_2O}^H) = 1$. Повышенная в нем мольная доля CO_2 должна привести к снижению доли воды, ограничивая поле кристаллизации биотита — обычного водосодержащего минерала гнейсов. Вместо биотита должен возникнуть безводный минерал ортопироксен. В общем виде условную реакцию образования чарнокита за счет биотитового гнейса записывают так [3]:



Заметим, что правая часть этой реакции отнюдь не означает, что в породе остаются лишь два минерала, $Opx + Kfs$. Теоретически в ассоциации с $Opx + Kfs$ может быть устойчив либо Qtz , либо Bt ; все четыре минерала сосуществовать не могут. Но парагенезисы без кварца ($Bt + Opx + Kfs$) в природе не встречаются. Поэтому реакция дегидратации (1) может осуществляться лишь в породе, пересыщенной SiO_2 . В этом случае ее продуктом должен стать парагенезис $Qtz + Opx + Kfs$. В гнейсах всегда присутствует пластика, но в реакции (1) он не участвует. Вновь образованная ассоциация $Kfs + Pl + Opx + Qtz$ как раз и есть гиперстеновый гранит. Но ведь граниты возникают из магмы. Углекислотная модель этого не отрицает. Наоборот, она постулирует, что процесс чарнокитизации происходит не только при повышении CO_2 во флюиде, но и температуры. При определенных их соотношениях происходит плавление.

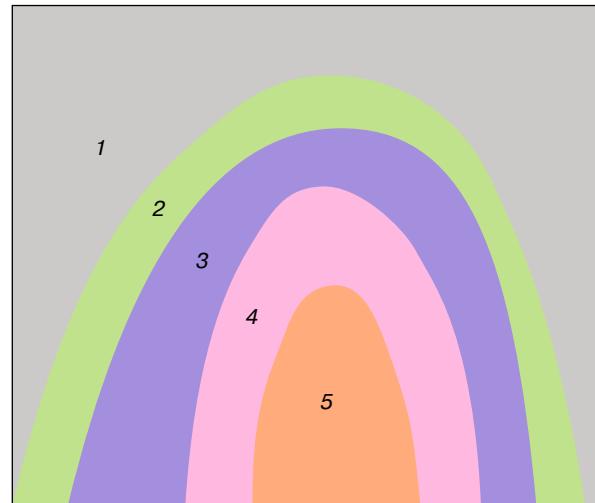


Рис. 2. Схематическое строение гранитогнейсого купола в Шарыжалгайском комплексе, Юго-Западное Прибайкалье (по Е.Б. Курдюкову): 1 — кристаллосланцы ($Opx + Cpx + Hbl + Pl + Bt + Qtz$); 2 — гнейсы ($Pl + Opx + Hbl + Bt + Qtz$); 3 — эндербиты ($Opx + Pl + Qtz$); 4 — гиперстеновые граниты (чарнокиты: $Opx + Kfs + Pl + Qtz$); 5 — биотитовые граниты ($Bt + Kfs + Pl + Qtz$)

Возникший расплав может мигрировать, образуя при кристаллизации интрузивные массивы или же лавовые потоки на поверхности [1].

С первого взгляда концепция Р. Ньютона кажется достаточно стройной и основана на богатом петрологическом и экспериментальном материале. Так, гнейсовые комплексы Шри Ланки богаты включениями жидкой углекислоты, а образование пятнистых чарнокитов сопровождалось возникновением графита. Однако реакционные структуры $Opx + Kfs$ по биотиту, то есть следы реакции (1), обнаружены не были. Не был также проведен локальный рентгеноспектральный анализ существующих минералов на фронте зарождающихся гиперстеновых гранитов. Оставался неясным механизм преобразования исходного гнейса или кристаллосланца в эвтектический гранит [1]. Чем объяснить зональность в строении гранитогнейсовых куполов (см. рис. 2)? Что общего и в чем различие в механизмах образования пятнистых чарнокитов и зональных метаморфических комплексов Прибайкалья, Побужья или Антарктиды? На все эти вопросы следовало дать ответы. И в первую очередь определить термодинамические параметры зарождения гранитных магм.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЗАРОЖДЕНИЯ ГРАНИТНЫХ РАСПЛАВОВ

Вспомним [2], что главными и единственными свидетелями условий образования и эволюции кристаллических горных пород являются слагающие их минералы. Благодаря вариации их составов можно рассчитать не только PT -параметры, но и другие физико-химические параметры процесса минералообразования. Главная задача – найти в горных породах такие реакционные структуры, которые возникли в ходе конкретной химической реакции. Начиная в 1991 году разработку проблемы зарождения гранитов, мы (я и мой ученик, а ныне сотрудник Тарас Геря; в прошлом году к нам присоединился Соросовский аспирант Олег Сафонов) понимали, что ее решение следует искать не в гранитах, а на фронте их развития, в зонах, промежуточных между гранитом и кристаллосланцем или же гнейсом. Для начала мы выбрали хорошо изученные чарнокитовые комплексы Южной Финляндии, Енисейского Кряжа и Юго-Западного Прибайкалья.

Реакционные структуры. В первых же образцах из зон перехода от гнейса к чарнокиту нам удалось обнаружить необычные реакционные структуры. Они представляли собой микронных размеров прожилки ортопироксена и К–Na полевого шпата, развитые между зернами биотита и кварца (рис. 3). Это подсказывало, что мы находимся на правильном пути. Следует лишь изучить составы реагирующих минералов. Вот здесь и началось самое интересное. Оказалось, что в пределах реакционных структур химический состав минералов не остается постоянным, а закономерно изменяется.

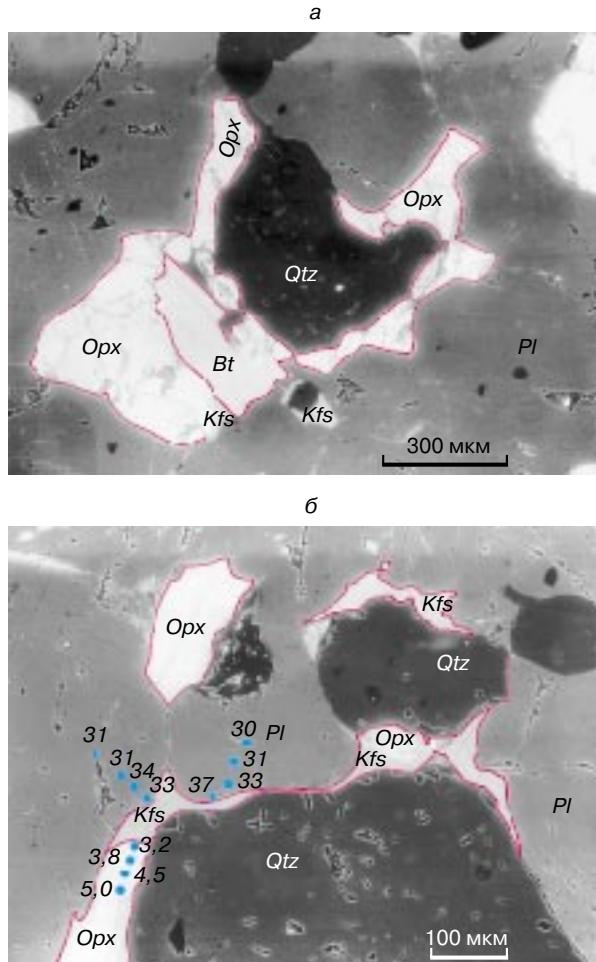


Рис. 3. Реакционная кайма Opx и Kfs , возникшая на границе зерен биотита и кварца (а), и развитие реакционной каймы Kfs (б) в гиперстенсодержащем гнейсе из комплекса Сулкава, в Южной Финляндии, при $T = 720 \pm 30^\circ\text{C}$, $P = 6,2 \pm 0,4$ кбар, $a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fl}} = 0,4 \pm 0,03$. Цифры на микрофотографии (б) обозначают содержание анортитового (кальциевого) компонента в плагиоклазе (PI) и содержание Al_2O_3 в ортопироксене (Opx)

РТ-параметры и $a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fl}}$. С помощью геотермометров (табл. 1) и геобарометров [2] мы рассчитали РТ-параметры зарождения гранитов. Оказалось, что процесс гранитизации ограничен такими пределами: 750 – 650°C и 7 – 5 кбар (глубины порядка 20 – 15 км). При этом удалось доказать, что гранитизация проходит не на прогрессивной, идущей с возрастанием T - и P -стадии метаморфизма, а на регрессивной стадии, то есть при их снижении. Этот вывод противоречит углекислотной модели Ньютона [3]. Может быть, высокая концентрация CO_2 во флюиде приводит к снижению $a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fl}}$ и вызывает гранитизацию гнейсовых толщ? Это можно проверить расчетными методами.

Таблица 1. Некоторые геотермометры, основанные на Fe–Mg-обменных равновесиях [2], и значения термодинамических величин этих равновесий в уравнении T , $K = (\Delta H^0 + P\Delta V^0)/(1,987 \ln K_T + \Delta S^0)$

Геотермометр	ΔH^0 , кал/атом	ΔS^0 , э.с.	ΔV^0 , кал/бар
Хлорит-гранатовый	7895	5,510	0,018
Биотит-гранатовый	7843	5,699	0,025
Кордиерит-гранатовый	6002	2,557	0,035
Клинопироксен-гранатовый	5543	3,447	0,010
Ставролит-гранатовый	5391	5,561	0,015
Амфибол-гранатовый	6617	4,630	0,018
Ортопироксен-гранатовый	4066	2,143	0,023
Хлоритоид-гранатовый	4273	3,523	0,012
Шпинель-гранатовый	3909	3,216	0,009

Зная PT -параметры, при которых зарождаются гранитные магмы, легко рассчитать $a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fl}}$ в реакции типа (1). Записывается выражение для константы реакции (1): $K_{(1)} = a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fl}} = -\Delta G_{(1)} = RT(\ln a_{\text{Phl}}^{\text{Bt}} - \ln a_{\text{En}}^{\text{Opx}} - \ln a_{\text{Or}}^{\text{Kfs}}) + \Delta G_{\text{Phl}}^0 + \Delta G_{\text{Qtz}}^0 - \Delta G_{\text{En}}^0 - \Delta G_{\text{Or}}^0 - \Delta G_{\text{H}_2\text{O}}^0$, где, согласно уравнению Гиббса–Гельмгольца, $\Delta G_i^0 = \Delta H_i^0 - T\Delta S_i^0 + P\Delta V_i^0$. На основе известных термодинамических данных по ΔH_i^0 , ΔS_i^0 , ΔV_i^0 , а также по активностям Phl , En и Or в соответствующих твердых растворах рассчитывают величины $a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fl}}$ при данных P , T и составах минералов. Оказалось, что при одинаковых T или P активность воды в чарноките выше либо равна значению $a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fl}}$ в гнейсе, из которого этот гранит возник. Этот важный вывод не дает, однако, ответа на вопрос, почему возникает типичная минеральная ассоциация чарнокита – парагенезис $\text{Opx} + \text{Kfs} + \text{Qtz}$. Ведь возрастание $a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fl}}$ должно приводить к смещению реакции (1) влево, то есть способствовать стабильности ассоциации биотита с кварцем. Но, быть может, все-таки высокая активность углекислотного (CO_2) компонента флюида способствует образованию чарнокита?

К сожалению, на основе минеральных равновесий величину активности CO_2 нельзя рассчитать, поскольку в неизмененных гранитах нет карбонатов. Напомним, что глубинные флюиды более чем на 90% состоят из воды и углекислоты. Но коль скоро $X_{\text{CO}_2}^{\text{fl}} + X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fl}} \equiv 1$, то выявленное нами возрастание концентрации воды во флюиде при гранитизации гнейсов и кристаллосланцев неизменно приведет к снижению в нем CO_2 . Следовательно, граниты не могут быть продуктами трансформации гнейсов за счет повышенной $X_{\text{CO}_2}^{\text{fl}}$, как это следова-

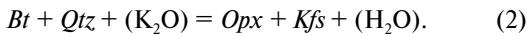
ло из углекислой модели Р. Ньютона. Но тогда что же способствует стабилизации в граните парагенезиса $\text{Opx} + \text{Kfs}$?

Вариации составов минералов в реакционных структурах показали, что химические реакции на фронте зарождения гранита контролируются не только и не столько P и T , сколько активностями подвижных компонентов флюида. Но каких компонентов? На этот главный вопрос и предстояло дать ответ.

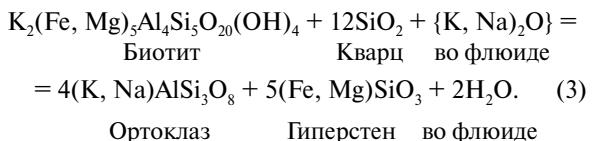
Химические потенциалы K_2O и Na_2O во флюиде. Согласно модели Р. Ньютона, реакция (1) в терминах конечных членов твердых растворов записывается следующим образом:



Но в гнейсах и сопутствующих кристаллических сланцах ($\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Hbl} + \text{Qtz}$) никогда не встречается чистый флогопит, а биотит постоянно содержит избыток алюминия в виде молекул *East* и *Sid*. Чтобы реализовать этот избыток, реакцию чарнокитизации следует записать так:



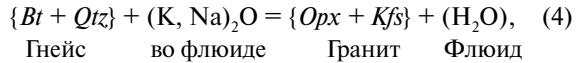
Наиболее глиноzemистый *Bt* серии *Sid-East* может реагировать с *Qtz* лишь в случае возрастания химических потенциалов щелочных металлов во флюиде, то есть



Таким образом, теоретические предпосылки и эмпирические данные свидетельствуют о том, что процесс гранитизации протекает по более сложной схеме, чем это предполагалось ранее.

Как отмечено выше, гранитизация гнейсов сопровождается снижением содержания алюминия в Opx , Bt , Hbl по направлению к контакту с Kfs . Этому явлению удалось найти простое объяснение: растворенные в надкритическом водном растворе щелочные металлы экстрагируют алюминий из минералов для создания K–Na полевого шпата, без которого гранит не гранит. Реакционные структуры как бы возникают под лозунгом “Весь глиноzem на построение K–Na полевого шпата!”. Как это ни странно, но такая простая идея до недавнего времени ни кому не приходила в голову, хотя микронализатор используется петрологами уже 30 лет.

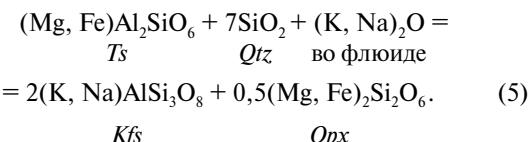
Итак, под влиянием химических потенциалов щелочей, растворенных во флюиде, гнейс с *Bt* может трансформироваться в гранит с Opx по реакции



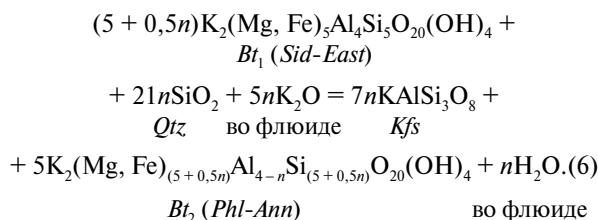
которая может протекать как в твердой породе, так и при температуре выше кривой плавления. При

в этом концентрация ионов щелочных металлов в равновесном флюиде может быть ничтожна. Но протекание реакции (4) будет контролироваться химическими потенциалами К и Na.

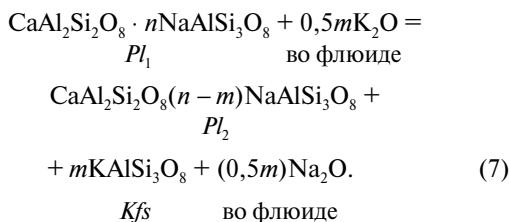
Реакция (4) не отражает изменения составов минералов. Вариации в них содержания, например, Al_2O_3 описываются дивариантными реакциями. Так, в *Opx-Bt* гнейсе алюминий экстрагируется из глиноземсодержащего *Opx* для создания *Kfs*, что записывается в виде уравнения смещенного равновесия [2]:



Биотит также теряет глинозем для создания *Kfs* (в частности, ортоклаза):



Параллельно происходит обогащение глиноземом твердого раствора плагиоклаза. Выражается это в росте содержания $CaAl_2Si_2O_8$ в *Pl*, поскольку радикал $[AlSi_3O_8]$ расходуется на создание молекулы ортоклаза ($KAlSi_3O_8$):



Следы этих реакций сохраняются в горных породах как в виде микроструктур, так и в составах контактирующих минералов. На рис. 3 показаны примеры таких структур в гранитогнейсе из комплекса Сулкава, что в Южной Финляндии.

Реакции (5) и (7) не зависят от активности воды. Следовательно, при постоянных *T* и *P* они контролируются $\mu_{K_2O}^f$ и/или $\mu_{Na_2O}^f$. Вместе с тем на рис. 2 подчеркнута важная деталь: в ядрах гранитогнейсовых куполов гиперстеновые граниты сменяются биотитовыми. Это значит, что реакция (1) смещается влево за счет повышения активности воды и относительного снижения $\mu_{K_2O}^f$ и $\mu_{Na_2O}^f$. Таким образом, повышенные химические потенциалы К и Na во флюиде характерны лишь для передовой зоны гранитизации, где происходит кислотно-основное взаимодействие флюида с вмещающими породами: при просачивании через породы более основного соста-

ва во флюиде резко возрастают коэффициенты активности ионов щелочных металлов [4, с. 217]. В тыловой зоне гранитизации химические потенциалы щелочных металлов определяются их исходными величинами в глубинном флюиде. В равновесии с ним и находится расплав биотитового гранита (см. рис. 2).

Итак, приведенные примеры не оставляют сомнения в том, что зарождение гранитов в крупных зональных комплексах сопряжено с притоком щелочных флюидов. Но тогда и флюидные микроКлючения в минералах должны содержать реликты таких растворов. До недавнего времени их не находили. Но после первой же нашей публикации голландский ученый Ж. Тюре обнаружил в таких образцах микронных размеров включения раскристаллизованной рапы — высококонцентрированного щелочно-хлоридного раствора. Это было первое независимое подтверждение “щелочной” концепции.

Ну а что же пятнистые чарнокиты? Они как будто хранили обет молчания. Никто, в том числе и мы, не мог обнаружить в них ни реакционных структур, ни микроКлючений рапы. Но результаты изучения зональных комплексов не давали покоя. Ведь это один и тот же процесс. А пятна гиперстеновых гранитов в гнейсах — это микромодель зональных комплексов. В пятнистых чарнокитах просто обязаны быть те же признаки процесса гранитизации. Я предложил Олегу Сафонову провести ревизию наших образцов из Шри Ланки и Индии. Результат превзошел все ожидания. В образцах из Шри Ланки он обнаружил не только уже известные нам реакционные структуры, но и следы более низкотемпературных реакций, типичных для гранитных интрузий. Ж. Тюре немедленно запросил эти образцы для исследований. Через неделю из Амстердама пришло сообщение: “Как и следовало ожидать из Вашей теории, в образцах не оказалось обычных для гнейсов включений жидкой углекислоты. Обнаружены множественные микроКлючения раскристаллизованной рапы”. Так пал последний бастион “углекислотной” концепции. Физико-химическое решение задачи состоялось, но в тени остался механизм процесса гранитизации. Но это уже задача о транспорте вещества.

МЕХАНИЗМ ГРАНИТИЗАЦИИ

Мы уже говорили о том, что зарождение гранитов (гранитизация) в зональных комплексах, часто имеющих купольное строение, связано с замещением ими кристаллических сланцев (см. рис. 2). Для выяснения механизма гранитизации кристаллосланцев необходимо изучить пространственное распределение химических элементов, то есть химическую зональность, неизбежно возникающую из-за градиента концентраций этих элементов в исходных породах и гранитной эвтектике. На рис. 4 приведены две диаграммы изменения концентраций наиболее

важных химических элементов в породах разных зон гранитизации в нескольких гранитогнейсовых комплексах. Видно, что процесс гранитизации сводится к потере исходными породами таких элементов, как Mg, Fe, Ca и Ti. Эти элементы выносятся щелочными флюидами из первичных пород и накапливаются в зоне, промежуточной между гнейсом и гранитом. В сторону гранита возрастает концентрация Na_2O , K_2O , SiO_2 , а также присущих гранитам элементов-примесей, особенно тория. Таковы факты. А каков же механизм?

Вновь вернемся к пятнистым чарнокитам. Я уже назвал их выше микромоделью процесса гранитизации, то есть рождения гранитного расплава. В карьере села Удадиганга, в Шри Ланке, мы отобрали образец цельного чарнокитового пятна, то есть чарнокита с гнейсовой окантовкой, и подвергли его детальному анализу. Картина распределения элементов в пятне (рис. 5) практически не отличается от зональных комплексов, разве что в пятне она более четкая. И это несмотря на то, что валовой химический состав чарнокита и вмещающего его гнейса весьма близки. Ядро пятна почти точно соответствует составу гранитной эвтектики (в мас. %): $\text{SiO}_2 = 73,15$; $\text{TiO}_2 = 0,13$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,19$; $\text{MgO} = 0,21$; FeO (как $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) = 1,22; $\text{CaO} = 1,73$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,42$; $\text{K}_2\text{O} = 5,03$; $\text{Cl} = 0,13$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,06$. Следовательно, и здесь щелочные флюиды делают свое дело. Еще в твердой породе они производят своеобразное рафинирование — очистку породы от тех химических элементов, которые чужды гранитной эвтектике [1]. Наступает момент, когда состав ее достигнут и порода плавится при данных $a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{pl}}$, T и P . Не исключено, однако, что порода достигла эвтектического состава, но эти параметры не соответствуют условиям плавления. В этом случае гранит можно считать метасоматическим. Такие породы известны на Юж-

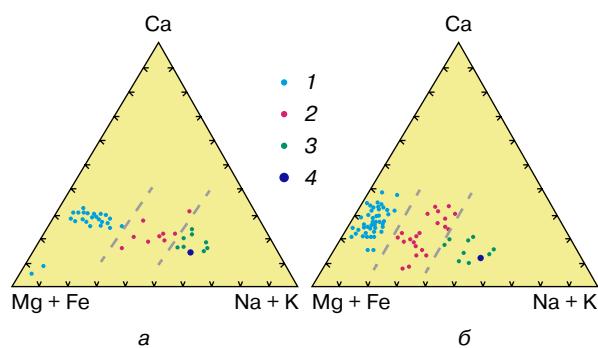


Рис. 4. Изменение химического состава пород в геологическом разрезе зональных чарнокитовых комплексов Украины и Белоруссии (а) и Юго-Западного Прибайкалья (б). Видно, что по мере приближения к ядру купольной структуры происходит накопление щелочей и снижается содержание Ca, Fe и Mg: 1 — метабазит, 2 — эндербит, 3 — чарнокит, 4 — гранит эвтектического состава (средний из 230 анализов по А.Н. Заварицкому)

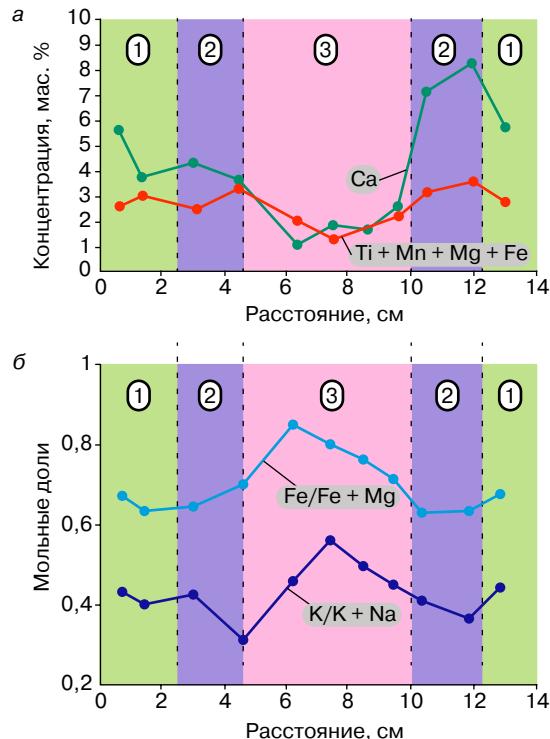


Рис. 5. Распределение некоторых элементов (а) и вариации состава породы (б) из чарнокитового пятна и вмещающего его гнейса (1). Ядро пятна (3) сложено практически чистым эвтектическим гранитом. Рафинирование происходит при фильтрации водно-солевого щелочного флюида через гнейсы. При этом терялась их гнейсовидность, то есть происходила структурная гомогенизация породы. Химические элементы, концентрация которых не соответствовала эвтектическому составу, накапливались в зоне 2 (она не плавилась). Так рождался из расплава (магмы) гранит

ном Урале, вблизи Ильменского заповедника. В большинстве случаев можно найти прямые доказательства того или иного процесса — плавления или же метасоматоза. Напомню, что в подавляющем большинстве случаев гранитные тела имеют чисто магматическую природу.

Минеральный и химический состав гранитов хоть и варьирует в небольших пределах, но находится в прямой зависимости от щелочности флюидов. В случае нейтральных по щелочности флюидов из порожденных ими магм кристаллизуются обычные граниты. Темноцветные минералы в них представлены биотитом и/или роговой обманкой. При высокой активности натрия во флюиде возникают эгириновые и/или рибекитовые граниты. При относительно высокой химической активности калия образуются пироксеновые (с Cpx или Opx) граниты и т.п.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, процесс гранитизации в значительной степени контролируется притоком существенно водного флюида глубинного происхождения. Взаимодействуя с породами земной коры, он выносит из них компоненты, не соответствующие составу гранитной эвтектики. Если $T_{Pa_{H_2O}}^{\eta}$ -параметры при этом допускают плавление, то в результате возникают гранитные магмы. При взаимодействии флюида с вмещающими породами возрастают активности щелочных металлов, и они переходят во вполне подвижное состояние, определяя состав гранита. Ясно, что эти выводы не имеют ничего общего с концепцией Р. Ньютона. И хотя они основаны на безупречных данных, мы ожидали с его стороны негативной реакции. Однако случилось обратное.

В письме ко мне Р. Ньютон признался, что под давлением фактов он отказывается от своих взглядов на процесс чарнокитообразования и поддерживает нашу модель. Более того, позднее [5, с. 877] в престижном международном журнале появилось его весьма любопытное заключение: “Концепция Перчука и Гери (1993) наряду с исследованиями солевых растворов представляет новое направление в экспериментальной и теоретической петрологии; именно она определяет физико-химические свойства концентрированных полионных надкритических флюидов на уровне глубокой части земной коры и решает, в частности, проблему генерации гранитных магм”. Профессор Роберт Ньютон оказался подлинным ученым, для которого прежде всего важна истина.

Условные обозначения некоторых минералов

Bt – биотит, $K_2(Mg, Fe)_{5+0.5n}Al_{4-4n}Si_{5+0.5n}O_{20}(OH)_4$, твердый раствор аннита (*Ann*), $K_2Fe_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$, флогопита (*Phl*), $K_2Mg_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$, сидерофиллита (*Sid*), $K_2Fe_5Al_4Si_5O_{20}(OH)_4$ и истонита (*East*), $K_2Mg_5Al_4Si_5O_{20}(OH)_4$.

Chl – твердый раствор хлорита ($Mg, Fe)_{2+n}Al_{2-n}Si_{1+n}O_5(OH)_4$; *Chd* – твердый раствор хлоритоида ($Mg, Fe, Mn)Al_3SiO_7(OH)_2$; *Cpx* – клинопироксен $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$; твердый раствор диопсида (*Di*) $CaMgSi_2O_6$, геденбергита (*Hed*), $CaFeSi_2O_6$ и эгирина (*Aeg*) $NaFeSi_2O_6$; *Fa* – фаялит Fe_2SiO_4 ; *Kfs* – K–Na полевой шпат – твердый раствор альбита (*Ab* = $= NaAlSi_3O_8$) и ортоклаза (*Or* = $KAlSi_3O_8$); *Hbl* –

амфибол, например обыкновенная роговая обманка, *Mag* – магнетит, Fe_3O_4 ; *Ms* – мусковит $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$; *Opx* – гиперстен (ромбический пироксен) $(Fe, Mg)SiO_3$ или $(Fe, Mg)_2Si_2O_6$, твердый раствор энстатита (*En*) $MgSiO_3$, ферросилита (*Fs*) $FeSiO_3$ и чермакита (*Ts*) $(Fe, Mg)Al_2SiO_6$; *Pl* – плагиоклаз, твердый раствор альбита (*Ab* = $= NaAlSi_3O_8$); *Qtz* – кварц SiO_2 ; *Rib* – рибекит $Na_2Fe_2^{2+}Fe_3^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$.

Простейшие термодинамические величины и функции

T – температура; *P* – давление; ΔG , ΔH , ΔS , ΔV – изменение свободной энергии Гиббса, энталпии, энтропии и объема соответственно в ходе реакции между минералами; *X_i* – мольная доля компонента *i* в растворе, например $X_{Mg} = Mg : (Mg + Fe)$ мольная доля магнезиального компонента в минерале или системе; *a_i* = $\gamma_i X_i$ – термодинамическая активность компонента *i* в любом растворе; γ_i – коэффициент термодинамической активности компонента *i* в растворе; $\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln a_i = \mu_i^0 + \mu_i^m$ – химический потенциал компонента *i* в твердом растворе или флюиде (*f*).

ЛИТЕРАТУРА

1. Попов В.С. Магматизм Земли // Соросовский Образовательный Журнал. 1996. № 1. С. 74–81.
2. Перчук Л.Л. Теория фазового соответствия и геологическая термобарометрия // Там же. № 6. С. 74–83.
3. Newton R.C. Fluids and Melting in the Archean Deep Crust // J. Mineral. Soc. London. Ser. 2. 1990. P. 149–179.
4. Коржинский Д.С. Основы метасоматизма и метамагматизма. М.: Наука, 1993.
5. Newton R.C. Simple-system Mineral Reactions and High-Grade Metamorphic Fluids // Europ. J. Mineral. 1995. Vol. 7. P. 861–881.

* * *

Леонид Львович Перчук, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик Российской академии естественных наук и Международной академии высшей школы, зав. кафедрой петрологии МГУ, главный научный сотрудник Института экспериментальной минералогии РАН. Автор более 300 статей и 15 монографий.