

NEW IGNEOUS ROCKS

V. S. POPOV

Although the petrography as a science studying various rocks exists for one and half a century, the geologists still find new rock species, in particular, new igneous rocks. Komatiite, boninite, and ongonite are volcanic rocks of peculiar composition and texture, studied recently in details reported in this paper.

Хотя петрография – наука о горных породах – существует уже полтора столетия, геологи продолжают находить все новые виды пород, в том числе магматических. В статье описаны коматиты, бониниты и онгониты – вулканические породы своеобразного состава и строения, подробно исследованные в последние годы.

© Попов В.С., 1998

НОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

В. С. ПОПОВ

Московская государственная геологоразведочная академия

ВВЕДЕНИЕ

Твердое вещество верхних оболочек Земли состоит из естественных минеральных агрегатов – горных пород. Значительная их часть – это магматические породы, которые образовались в результате затвердевания изначально горячих силикатных расплавов (магм), зарождавшихся в недрах нашей планеты. Магматические горные породы изучают две тесно связанные между собой науки: петрография и петрология. Петрография – это описательная наука, которая исследует состав и строение горных пород, разрабатывает классификации и петрографическую номенклатуру. Петрология – генетический раздел учения о горных породах – выясняет их происхождение и условия формирования.

Петрография как самостоятельная наука возникла в середине XIX века, точнее, в 1858 году, когда английский естествоиспытатель Генри Клифтон Сорби (1826–1908) впервые применил поляризационный микроскоп для изучения тонких прозрачных срезов горной породы. Этот прибор продолжает оставаться одним из главных инструментов петрографов и в наши дни. В оптическую систему петрографического микроскопа вставлены два поляроида с плоскостями поляризации света, повернутыми друг относительно друга на 90°. Если поместить тонкую (0,03 мм) прозрачную пластинку горной породы (ее называют шлифом) между поляроидами, то при прохождении света сквозь кристаллы, составляющие горную породу, возникают эффекты преломления и интерференции (рис. 1), позволяющие точно измерить оптические константы и по ним определить соответствующие минералы. Кроме того, под микроскопом можно разглядеть важные детали строения горных пород, которые не видны невооруженным глазом. Применение поляризационного микроскопа позволило перейти от поверхностных визуальных наблюдений к точному научному исследованию горных пород.

Наиболее распространенные магматические горные породы были известны и систематически описаны в конце XIX – начале XX века, прежде всего в трудах немецкого петрографа Г. Розенбуша (1836–1914). Его перу принадлежат фундаментальные монографии, опубликованные в 1876 и 1896 годах, а также посмертное издание, вышедшее в свет в 1923 году и переведенное на русский язык в 1934 году с дополнениями В.Н. Лодочникова. В последующие десятилетия были написаны тысячи книг и статей, посвященных магматическим горным породам.

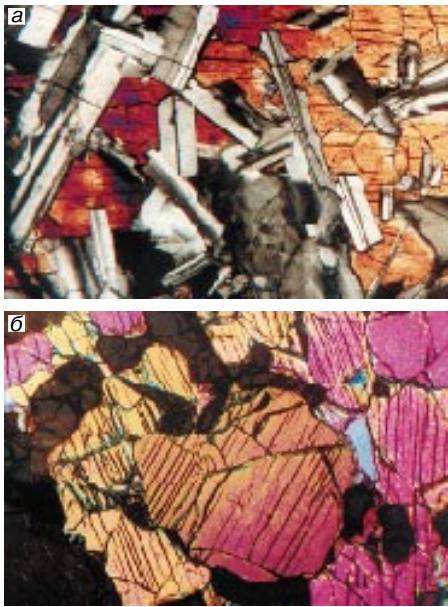


Рис. 1. Магматические горные породы под микроскопом. Поле зрения микрофотографий $1,5 \times 2,0$ мм: *а* – агрегат кристаллов плауиоклаза (белое и серое) и пироксена (цветное поле) в долерите – плауиоклаз-пироксеновой породе, которая кристаллизовалась на глубине 1–2 км; *б* – агрегат зерен пироксена, оливина (цветные поля) и граната (темное) в гранатовом пироксените, вынесенном в виде обломка в лаве с глубины в несколько десятков километров. Окраска зерен возникает в результате интерференции плоскополяризованного света, проходящего сквозь поляроиды и различные сечения оптически анизотропных кристаллов

Казалось бы, все многократно изучено, и найти ранее неизвестную породу столь же маловероятно, как обнаружить новый крупный остров или горный хребет. Однако петрографические открытия продолжались на протяжении всего XX века, а самые последние из них сделаны всего несколько лет назад. В статье мы познакомимся с тремя магматическими породами: коматитом, бонинитом и онгонитом, которые были открыты и подробно изучены лишь в наши дни. Последующее детальное изучение именно этих пород позволило существенно продвинуться в понимании природы магматического процесса.

КОМАТИИТ

Среди магматических пород давно были известны полнокристаллические перидотиты, состоящие из магнезиального оливина $(Mg, Fe)_2SiO_4$; $Mg \gg Fe$ и магнезиальных пироксенов $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$ и $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$. Валовый химический состав перидотита содержит менее 45 мас. % SiO_2 и весьма богат магнезией (~20–40 мас. % MgO). Перидотиты преобладают в верхней мантии Земли, которая подстилает земную кору на глубине 25–70 км под континентами

и 12–15 км под океанами. Обломки мантийных перидотитов выносятся на поверхность при вулканических извержениях и образовании трубок взрыва, уходящих корнями в мантию Земли. Перидотитовые тела, залегающие внутри земной коры, также большей частью являются отторженцами верхней мантии.

Среди вулканических пород прямых эквивалентов перидотитов не было известно до тех пор, пока в 1969 году братья Морис и Роберт Вильоны не обнаружили в бассейне р. Комати в Южной Африке очень древние лавы (их возраст составляет около 3,6 млрд лет), которые по химическому и минеральному составам приближаются к перидотиту. Эти лавы были названы коматитами. Позднее такие же породы были обнаружены в Канаде, Австралии, Финляндии, России и других странах. Всюду их возраст оказался древнее 2,5–2,6 млрд лет, и стало ясно, что коматиты являются характерными продуктами вулканических извержений, происходивших в архее, то есть 4,0–2,5 млрд лет тому назад.

Несмотря на почтенный возраст, коматиты достаточно хорошо сохранили первичный облик, и их вулканическое происхождение не вызывает сомнений. Они залегают в виде лавовых потоков толщиной 0,5–20 м в основании многокилометровых толщ, слагающих архейские зеленокаменные пояса – относительно узкие зоны протяженностью от десятков до сотен километров, заполненные базальтами и другими вулканическими породами, которые накапливались на дне древних морей. Последующие процессы привели к появлению в вулканитах вторичных минералов зеленого цвета: хлорита, актинолита, эпидота; отсюда и термин “зеленокаменный пояс”.

Коматиты состоят из относительно крупных кристаллов оливина (преобладают), пироксена и зерен хромита $(Fe, Mg)(Cr, Al)_2O_4$, которые погружены в вулканическое стекло, полностью замещенное агрегатом вторичных минералов. Характерна необычная структура этих пород, получившая звучное название “спинифекс”. В отличие от более или менее изометричных кристаллов оливина, типичных для других пород, коматиты содержат тонкие и сильно вытянутые пластинчатые кристаллы оливина (иногда пироксена), их толщина не превышает 1–2 мм, а длина может достигать десятков сантиметров. Кристаллы образуют параллельные пакеты или пересекаются под разными углами (рис. 2), напоминая по форме листья травы *Triodia spinifex*, растущей в Австралии.

Богатые магнезией MgO лавы со структурой спинифекс описаны не только среди архейских, но и более молодых вулканических пород. Лавы такого строения обнаружены, например, на острове Горгона у берегов Колумбии, где они изливались “всего” 150 млн лет тому назад. Однако в этих и других поздних лавах обнаружены существенные геохимические

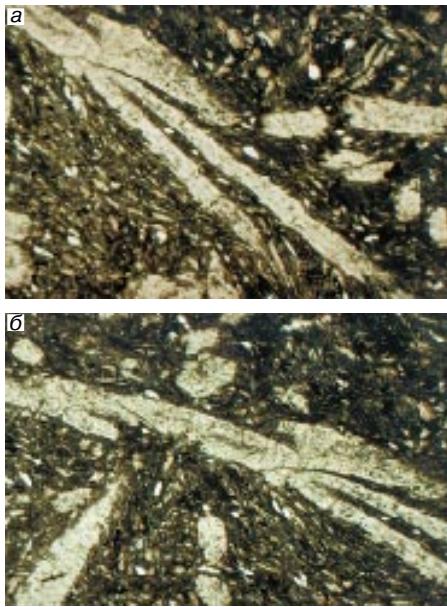


Рис. 2. Коматииты со структурой спинифекс, Карелия. Светлые полосы на микрофотографиях – вытянутые скелетные кристаллы оливина среди плохо раскристаллизованной основной массы древних лав, замещенной вторичными минералами. Поле зрения микрофотографий 6×8 мм

отличия от древних коматиитов, которые, таким образом, характерны только для архея.

Эксперименты по плавлению перидотитов при разном давлении показали, что коматитовые магмы зарождались при частичном плавлении мантийного вещества на глубинах не менее 100–200 км. При этом доля возникающей жидкой фазы могла достигать 40–50 об. % исходного материала. Коматииты, содержащие 20–40 мас. % MgO, являются самыми тугоплавкими вулканическими породами, известными на Земле. Начальная температура коматитового расплава достигала 1800°C , а равновесная температура затвердевания была не ниже 1600°C . Столь горячий расплав, изливаясь на дно древних морей, сразу же попадал в условия глубокого переохлаждения, что приводило к быстрому росту вытянутых скелетных кристаллов. Согласно расчетам (Huppert, Sparks, 1985), вязкость коматитового расплава составляла $0,1\text{--}10$ Па·с, что на 1–2 порядка ниже вязкости базальтовой магмы и всего лишь примерно в сто раз выше вязкости воды при комнатной температуре. Обладая такой низкой вязкостью, коматитовая магма весьма подвижна, скорость ее подъема оценивается в 1–10 м/с, а скорость горизонтального растекания в виде лав $0,5\text{--}100$ м²/с. При этом течение расплава должно было быть турбулентным.

Температура коматитовой магмы значительно превышает температуру плавления вещества земной коры (последняя $<1000^{\circ}\text{C}$), что делает практи-

чески неизбежным возникновение вторичных коровых расплавов на контакте с коматитами и их смешение с коматитовой жидкостью с образованием расплавов промежуточного состава, затвердевающих затем в виде гибридных магматических пород. Такие породы действительно существуют, но вместе с тем сохранились и коматиты, почти не изменившие первичного состава. Это служит дополнительным доказательством высокой скорости подъема коматитовой магмы и очень быстрого затвердевания лавовых потоков.

Открытие коматитов существенно расширило современные представления о магматических процессах и геологической истории Земли. В частности, излияния высокотемпературных коматитовых лав в архее и их отсутствие в более позднее время подтвердили теоретические модели, согласно которым в начале геологической истории Земли верхняя мантия была более нагретой, чем в последующее время. Коматиты имеют и важное практическое значение, поскольку с ними связаны месторождения никеля, меди и золота.

БОНИНИТ

Вулканическая горная порода, названная бонинитом, впервые была описана в конце XIX века на островах Бонин, расположенных в западной части Тихого океана между Японией и Марианскими островами. Свообразие этой породы заключается в том, что вкрапленники магнезиального оливина и магнезиального пироксена (рис. 3) – минералов, обычно встречающихся в породах, бедных кремнеземом (<45 мас. % SiO₂), – погружены в вулканическое стекло, содержащее 60–68 мас. % SiO₂. Долгое время бониниты считались редкими экзотическими породами, и о них мало кто знал. Однако в последние годы выяснилось, что они распространены на

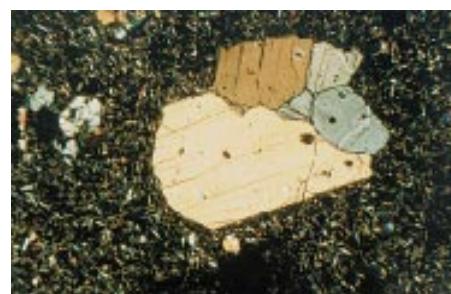


Рис. 3. Вкрапленники магнезиального пироксена в бонините, образец со дна глубоководного желоба Тонга на юго-западе Тихого океана. Сросток кристаллов пироксена погружен в темную основную массу, состоящую из вулканического стекла и множества очень мелких кристаллов пироксена (светлые точки и штрихи). Темные точки внутри вкрапленников – микровключения вулканического стекла (затвердевшего расплава), захваченные во время роста кристаллов. Поле зрения микрофотографии $1,5 \times 2,0$ мм

многих островах вдоль западной окраины Тихого океана и на склонах глубоководных желобов, отделяющих эти острова от открытого океана. Кроме того, более древние бониниты были найдены в складчатых поясах на континентах. Интерес к бонинитам резко возрос, и были выполнены исследования, которые позволили узнать об этих странных породах много нового.

Бониниты – это пористые или массивные лавы, нередко с подушечной отдельностью, которые изливались под водой в относительно неглубоких морских бассейнах еще до того, как были сформированы глубоководные желоба перед островными дугами. Вкрапленники в бонинитах преимущественно представлены несколькими разновидностями магнезиального пироксена $Mg_2Si_2O_6$, в том числе клиноэнститом, который не встречается ни в каких других изверженных породах Земли и известен лишь в метеоритах. Клиноэнстит – минерал моноклинной сингонии – образуется в результате метастабильной инверсии протоэнститата (минерала такого же состава, но относящийся к ромбической сингонии) при быстром охлаждении расплава в ходе подводных извержений. Если клиноэнстит нагреть в лабораторных условиях до 1100°C, то примерно через три часа он снова превратится в протоэнстит. Кроме магнезиальных пироксенов среди вкрапленников встречаются оливин и пироксен, богатый кальцием. Вкрапленники “плавают” в богатом кремнеземом вулканическом стекле, которое обычно содержит до 3–8 мас. % воды. Мелкие (<100 микронов) включения стекла обнаружены и внутри вкрапленников, это капли затвердевшего расплава, захваченные кристаллами во время роста. Состав таких включений наиболее близок к составу магматической жидкости. Стекловатые микровключения содержат 2–3 мас. % H_2O , и эта величина характеризует первичную насыщенность силикатного расплава водой. Более высокие содержания H_2O в стекловатой основной массе породы связаны с тем, что твердое стекло, обладая микропористым строением, впитало некоторое количество морской воды.

Бонинитовые лавы содержат 56–62 мас. % SiO_2 и 10–22 мас. % MgO , отличаются низким содержанием Ti , а также Al , Ca , P , K и других легкоплавких компонентов. Начальная температура бонинитового расплава оценивается в 1100–1300°C. В свете современных данных его зарождение связано с частичным плавлением мантийных перидотитов, сильно обедненных легкоплавкой фракцией в результате предшествующих эпизодов плавления. Другими словами, в повторное плавление вовлекался тугоплавкий остаток мантийного вещества, который состоял преимущественно из оливина и магнезиального пироксена. Такие породы называются гарцбургитами. Фазовые соотношения в соответствующих физико-химических системах показывают, что расплавы со столь высоким содержанием кремнезема, как в бонините, могут образоваться только в усло-

виях относительно низкого давления на глубине менее 30 км.

Наиболее вероятным источником бонинитовых расплавов служат гарцбургиты, перемещенные на эту глубину из верхней мантии и превращенные в результате вторичного изменения в серпентиниты – породу, состоящую из серпентина гидросиликата магния. Серпентин, замещающий оливин и пироксен, содержит более 10 мас. % воды, которую он теряет при нагревании. Если часть воды, выделившаяся при дегидратации серпентинитов перед их плавлением, растворяется в магме, то может возникнуть бонинитовый расплав с 2–3 мас. % H_2O . Такая модель представляется тем более вероятной, что обнаруживается систематическая пространственная приуроченность бонинитов к тем зонам, где на поверхность выведены линзы и пластины серпентинизированных гарцбургитов. Можно думать, что тепловой эффект пластического течения мантийного вещества, перемещенного на малые глубины, и служил причиной его локального плавления.

Другой возможный механизм формирования бонинитов сводится к смешению коматитовых расплавов с богатыми кремнеземом магмами, образованными в результате плавления вещества континентальной коры. Оба механизма приводят к геохимически сходному результату, и выбор между ними прежде всего диктуется спецификой геологической ситуации.

Бониниты, образованные 60–40 млн лет тому назад, известны на островах вдоль западного края Тихого океана и не встречаются ни в какой иной геологической обстановке. Присутствие аналогичных пород в более древних складчатых поясах позволяет уверенно говорить о том, что сходные обстановки существовали в отдаленном геологическом прошлом и в других местах.

ОНГОНИТ

В 1950–1960 годах в Забайкалье и некоторых других регионах были обнаружены граниты – полнокристаллические кварцево-полевошпатовые породы – с аномально высоким, достигавшим уровня промышленных месторождений содержанием редких металлов, в том числе Li , Be , Ta , Nb . На начальной стадии изучения этих пород, которые назвали редкометальными гранитами, предполагали, что они возникли вследствие вторичного преобразования безрудных гранитов под воздействием специфических водных растворов, нагретых до высокой температуры. Однако в начале 70-х годов В.И. Коваленко, проводя геологические исследования в Монголии, обнаружил небольшие трещинные тела, сложенные породой лавового облика, которая по минеральному и химическому составам оказалась подобной редкометальным гранитам. Эта порода была названа онгонитом по вольфрамовому месторождению Онгон-Хайерхан, где она была впервые описана. Позднее онгониты были найдены во

многих других провинциях земного шара. Строение онгонитов не оставляет сомнения в том, что они кристаллизовались из силикатного магматического расплава. Тем самым было получено прямое подтверждение магматического происхождения редкометальных гранитов.

Онгонит – это светлая – белая, кремовая или чуть голубоватая порода, состоящая из относительно крупных вкрапленников и тонкозернистой основной массы, значительная часть которой бывает сложена вулканическим стеклом. Вкрапленники представлены натриевым полевым шпатом – альбитом $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, калиевым полевым шпатом – микреклином KAlSi_3O_8 , кварцем SiO_2 и в меньшем количестве слюдами, богатыми Li и F, а также топазом $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F}, \text{OH})_2$ (рис. 4). Эти же минералы слагают мельчайшие кристаллики в основной массе породы.

Онгонит содержит более 70 мас. % SiO_2 , и его валовый химический состав отличается высокими концентрациями F (0,8–3,2 мас. %), Li (до 0,25 мас. %), Rb, Be, Sn, Ta и обеднен Ba, Sr, Zr и лантаноидами. Различия в содержаниях этих элементов в онгонитах и обычных гранитах достигают 1–2 порядков. Онгониты близки по составу к топазовым риолитам, подробно изученным в последние годы на западе США, а также к своеобразным кислым вулканическим породам – макусанитам, описанным недавно французским петрологом М. Пишаваном и другими авторами в районе Макусани в Перу. Все эти породы можно рассматривать как вулканические аналоги редкоме-

тальных гранитов, которые кристаллизовались на глубине нескольких километров.

Как показали эксперименты по плавлению онгонитов и исследования родственных модельных физико-химических систем, онгонитовый расплав, содержащий растворенную воду и значительные количества фтора и лития, остается в жидком состоянии до 600–550°C, что по крайней мере на 50–100°C ниже температуры кристаллизации обычных гранитов. Онгониты являются самыми низкотемпературными из известных магматических пород, возникших при затвердевании силикатных расплавов.

В настоящее время развиваются две альтернативные модели формирования онгонитов и близких к ним по составу пород. Одна из них предполагает, что онгонитовые расплавы носят остаточный характер и небольшие объемы таких расплавов обособляются на заключительной стадии кристаллизации более крупных гранитных тел. Альтернативная модель допускает существование особых источников онгонитов и редкометальных гранитов в земной коре. Современные данные в большей мере подтверждают вторую модель. Одним из аргументов в ее пользу служит то обстоятельство, что онгониты очень редки по сравнению с широко распространенными стандартными гранитами. Поэтому вряд ли их можно рассматривать как продукт универсального процесса кристаллизационной дифференциации крупных масс гранитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье приведены три примера магматических горных пород, открытых и детально исследованных в последние годы. Подобные примеры могут быть умножены. Каждая новая порода расширяет наши знания о строении Земли и геологических процессах. Если в конце XIX – начале XX века петрографы лишь описывали горные породы и систематизировали полученную информацию в виде тех или иных классификаций, то современная наука располагает разнообразными методами глубокого изучения горных пород. В результате разрабатываются количественные генетические модели, дающие ясные представления о происхождении горных пород, что, в свою очередь, способствует решению общих теоретических проблем геологии и развитию минерально-сырьевой базы современной цивилизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Магматические горные породы. М.: Наука, 1983–1988. Т. 1–6.

* * *

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 130 научных работ и учебных пособий.

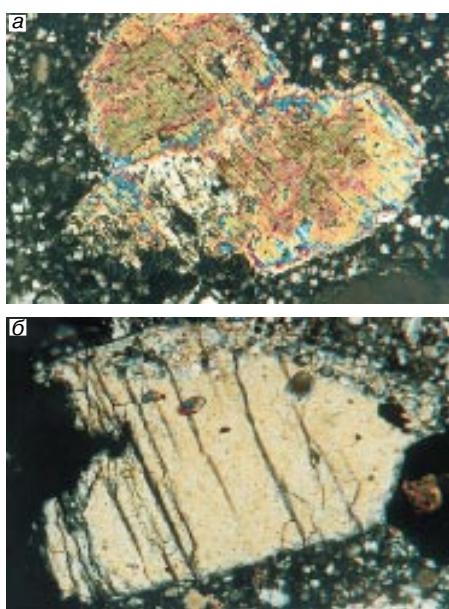


Рис. 4. Вкрапленники богатой литием слюды (а) и топаза (б) в онгоните, Забайкалье. Вкрапленники погружены в темную основную массу, состоящую из вулканического стекла и мелких кристаллов полевых шпатов, топаза и других минералов. Поле зрения микрофотографий 1,5 × 2,0 мм