

Магматические горные породы — затвердевшие расплавы, вынесенные из глубин Земли, — преобладают во внешней оболочке нашей планеты. В статье рассмотрено глубинное строение Земли, механизм зарождения, подъема и затвердевания магм, их физические свойства, а также методы изучения магматических пород и процессов.

Ingeous rocks — the solidified melts, which come from the Earth's interior — prevail within the external shell of our planet. The deep structure of the Earth, the mechanism of magma generation, uplift and solidification, physical properties of magmatic rock and processes are discussed.

МАГМАТИЗМ ЗЕМЛИ

В.С.ПОПОВ

Московская государственная геологоразведочная академия

ВВЕДЕНИЕ

Геология относится к тем естественным наукам, которые не входят в общеобразовательный цикл средней и высшей школы и изучаются только в специальных учебных заведениях. Поэтому люди, не являющиеся профессиональными геологами, обычно имеют весьма приблизительные представления о том, как устроена планета, на которой мы живем, и что происходит в ее недрах. Предлагаемая статья знакомит с одним из наиболее важных геологических процессов — с магматической деятельностью Земли.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МАГМАТИЗМЕ ЗЕМЛИ

Магматизм как природное явление сводится к плавлению твердого вещества, залегающего на глубине десятков и сотен километров от дневной поверхности Земли. Возникающие при этом расплавы, или *магмы* (от греческого *μάγμα* — густая мазь, тесто), поднимаются вверх в область меньшего давления, достигая в пределе поверхности суши или морского дна при вулканических извержениях. Затвердевшие расплавы образуют *магматические горные породы*. Геологи различают *вулканические породы*, затвердевшие на дневной поверхности или дне водоемов, и *интрузивные (внутренние) породы*, которые кристаллизовались на той или иной глубине в виде тел различной формы. В дальнейшем эти тела могут быть подняты, размыты и становятся доступными для наблюдения. Вулканические породы составляют лишь около 10% всей массы магматических расплавов, а интрузивные — 90%.

Вулканические и интрузивные породы сходного химического и минерального составов отличаются строением. Лавовые потоки, которые образуются при вулканических извержениях, имеют небольшую толщину (метры — десятки метров) и затвердевают очень быстро, в течение нескольких часов или суток. При этом или успевают вырасти только очень мелкие кристаллы, или расплав вообще не кристаллизуется, а превращается в вулканическое стекло — переохлажденную жидкость аморфного строения. Крупные интрузивные тела, достигающие километров в поперечнике и залегающие на большой глубине, кристаллизуются в течение сотен и тысяч лет с образованием крупнозернистых кристаллических структур.

Вулканические и интрузивные породы составляют не менее 90% современной земной коры, а глубже 10—30 км верхняя оболочка Земли целиком состоит из магма-

тического материала, поступавшего с еще большей глубины.

Судя по возрасту магматических пород, обнаженных на современной поверхности Земли, наша планета была магматически активной на протяжении всей своей истории. Извержения вулканов, происходящие на глазах человека, служат прямым доказательством сохранения магматической активности вплоть до наших дней. Сегодня на Земле известно более 500 действующих вулканов, а в недалеком геологическом прошлом их было еще больше. Вулканические извержения, даже относительно слабые, представляют впечатляющее зрелище, и, как заметил Ю.М.Дубик, долго изучавший вулканы Камчатки, “вулканологу никогда не придет в голову назвать человека царем природы”.

Современные вулканы распределены на Земле неравномерно. Наряду с относительно узкими зонами повышенной магматической активности известны обширные пространства, где последние вулканические извержения происходили сотни миллионов лет назад и вряд ли возобновятся в будущем. Максимальное количество действующих вулканов сосредоточено в так называемом огненном кольце по краям Тихого океана, к которому относятся, в частности, Камчатка и Курильские острова. Часть вулканов расположена вдоль крупных расколов земной коры внутри континентов (Восточная Африка) и в центральных частях океанов (Гавайские острова).

Статистика показывает, что в течение последних 180 млн лет на поверхность Земли ежегодно выносилось в среднем 30 км^3 вулканического материала. Около 75% вулканических пород накапливалось на дне океанов, 20% — на островах в зонах перехода от океанов к континентам и только 5% на суше. Следует обратить внимание на то, что на дне океанов под тонким слоем глубоководных осадков всюду залегают вулканические породы — базальты; суммарная толщина лавовых потоков достигает 1—3 км. Если учесть, что океаны составляют 71% поверхности Земли, нетрудно подсчитать, что примерно $3/4$ вулканических пород приходится на базальтовые плащи, подстилающие океаны. Речь идет о средних статистических оценках, относящихся к земному шару в целом. Объем вулканических пород, связанных с отдельными крупными центрами наземных извержений, также может быть очень велик. Например, в Йеллоустонском национальном парке в США за последние 2 млн лет накоплено около 5000 км^3 изверженного материала.

Интрузивные тела, образованные в геологическом прошлом и выведенные сейчас на поверхность, разнообразны по форме и размерам. Можно видеть как мелкие пластинообразные инъекции — магматические жилы, заполняющие отдельные трещины (их называют *дайками*), так и очень крупные тела, называемые *плутонами* и *батолитами*. Например, в Южной Африке обнажен знаменитый Бушвельдский плутон, дости-

гающий 400 км в поперечнике при вертикальной протяженности 8 км (объем 100000 км^3), а в Зимбабве протягивается не менее знаменитая Великая дайка длиной 530 км при ширине около 10 км. Ангаро-Витимский батолит в Забайкалье занимает объем $1,5 \text{ млн км}^3$, а батолит, обнаженный в Береговой Кордильере Перу, — $1,0 \text{ млн км}^3$.

Таким образом, магматическая деятельность — это чрезвычайно мощный природный процесс, который играет ведущую роль в геологическом развитии Земли, особенно в формировании ее внешней оболочки.

МАГМАТИЗМ РАННЕЙ ЗЕМЛИ

Обратимся к самому началу геологической истории. Наиболее древние магматические породы, известные на Земле, имеют возраст 3,8 млрд лет. В осадочных породах примерно такого же возраста обнаружены обломочные зерна минерала циркона (ZrSiO_4), содержащего примесь U, Th, Pb. По соотношению радиогенных изотопов этих элементов установлено, что зерна циркона являются продуктом размыта магматических пород с возрастом 4,1—4,3 млрд лет. Если учесть, что возраст Солнца оценивается в 5 млрд лет, а возраст Земли как планеты — в 4,5 млрд лет, можно заключить, что магматическая деятельность началась одновременно с возникновением нашей планеты. Более того, математические модели формирования Земли приводят к выводу, что на завершающей стадии накопления протопланетного вещества или сразу после завершения этого процесса внешняя оболочка Земли до глубины в несколько сотен километров была расплавленной и представляла глобальный магматический океан. Последующее затвердевание этого океана привело к образованию твердых внешних оболочек Земли, а выделение летучих компонентов, растворенных в океане магмы, — к возникновению атмосферы и гидросферы. Если это так, то ранний магматизм можно рассматривать как главный процесс, определивший современный лик Земли, и все, что происходило на Земле на протяжении последующих четырех миллиардов лет, является лишь слабым отголоском исключительно мощных ранних магматических процессов.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Одной из основ геологического познания является метод актуализма — сравнение геологического прошлого с тем, что происходит на Земле сейчас. Для того чтобы понять механизм магматических явлений, обратимся к глубинному строению современной Земли.

Даже относительно небольшие глубины, измеряемые первыми километрами, как правило, недоступны для прямого наблюдения, и о строении глубоких частей Земли судят главным образом по характеру физических полей — гравитационного, магнитного, элект-

рического. Весьма эффективными являются также сейсмические методы, которые изучают распространение упругих волн в глубинах Земли. Такие волны возникают как при землетрясениях, так и при искусственных взрывах. Специальные приборы, установленные по определенной сети, фиксируют время прохождения упругих волн сквозь горные породы, а также эффекты преломления и отражения волн на границах слоев с разными физическими свойствами. Результаты измерений обрабатываются с помощью мощных компьютеров и интерпретируются с учетом физических свойств горных пород. Современная сейсмическая томография выявляет неоднородности глубинного строения Земли до глубины нескольких сотен километров.

Единственным источником прямой информации о составе горных пород, залегающих на глубине десятков и сотен километров, служат их обломки, выносимые магматическими расплавами при извержениях вулканов и формировании интрузивных тел.

Геофизические данные и результаты изучения глубинных включений свидетельствуют о том, что наша планета состоит из нескольких оболочек с различными физическими свойствами, изменение которых отражает как смену химического состава вещества с глубиной, так и изменение его агрегатного состояния как функции давления. Самая верхняя оболочка Земли — *земная кора* — под континентами имеет среднюю толщину около 40 км (25—70 км), а под океанами — всего 5—10 км (без слоя воды, составляющего в среднем 4,5 км). За нижнюю кромку земной коры принимается поверхность Мохоровичича — сейсмический раздел, на котором скачкообразно увеличивается скорость распространения продольных упругих волн с глубиной от 6,5—7,5 до 8—9 км/с, что соответствует увеличению плотности вещества от 2,8—3,0 до 3,3 г/см³.

От поверхности Мохоровичича до глубины 2900 км простирается *мантия* Земли, верхняя наименее плотная зона толщиной 400 км выделяется как *верхняя мантия*. Интервал от 2900 до 5150 км занят *внешним ядром*, а от этого уровня до центра Земли, т.е. от 5150 до 6371 км, находится *внутреннее ядро*. Как полагают, внутреннее ядро образовано твердым никелистым железом и содержит до 15% более легкого материала, который отождествляют с серой, кремнием или кислородом. Внешнее ядро также является металлическим (существенно железным), но в отличие от внутреннего ядра металл находится здесь в жидком состоянии и не пропускает поперечные упругие волны. Конвективные течения в металлическом внешнем ядре являются причиной формирования магнитного поля Земли.

Мантия Земли состоит из силикатов: соединений кремния и кислорода с Mg, Fe, Ca. В верхней мантии преобладают *перидотиты* — горные породы, состоящие преимущественно из двух минералов: *оливина* (Fe, Mg)₂SiO₄ и *пироксена* (Ca, Na)(Fe, Mg, Al)(Si, Al)₂O₆. Эти породы содержат относительно мало (< 45 мас.%)

кремнезема (SiO₂) и обогащены магнием и железом. Поэтому их называют *ультраосновными* и *ультрамафическими*.

Выше поверхности Мохоровичича в пределах континентальной земной коры преобладают силикатные магматические породы основного и кислого составов. *Основные породы* содержат 45—53 мас.% SiO₂. Кроме оливина и пироксена в состав основных пород входит Ca–Na полевой шпат — *плаггиоклаз* CaAl₂Si₂O₈ — NaAlSi₃O₈. *Кислые магматические породы* предельно обогащены кремнеземом, содержание которого возрастает до 65—75 мас.%. Они состоят из *кварца* SiO₂, *плаггиоклаза* и *K–Na полевого шпата* (K, Na)AlSi₃O₈. Наиболее распространенной интрузивной породой основного состава является *габбро*, а вулканической породой — *базальт*. Среди кислых интрузивных пород чаще всего встречается *гранит*, а вулканическим аналогом гранита является *риолит*.

Таким образом, верхняя мантия состоит из ультраосновных и ультрамафических пород, а земная кора образована главным образом основными и кислыми магматическими породами: габбро, гранитами и их вулканическими аналогами, которые по сравнению с перидотитами верхней мантии содержат меньше магния и железа и вместе с тем обогащены кремнеземом, алюминием и щелочными металлами. Под континентами основные породы сосредоточены в нижней части коры, а кислые породы — в верхней ее части. Под океанами тонкая земная кора почти целиком состоит из габбро и базальтов.

Твердо установлено, что основные породы, которые по разным оценкам составляют от 75 до 25% массы континентальной коры и почти всю океаническую кору, были выплавлены из верхней мантии в процессе магматической деятельности. Кислые породы обычно рассматривают как продукт повторного частичного плавления основных пород в пределах континентальной земной коры. Перидотиты из самой верхней части мантии обеднены легкоплавкими компонентами, перемещенными в ходе магматических процессов в земную кору. Особенно “истощена” верхняя мантия под континентами, где возникла наиболее толстая земная кора.

МЕХАНИЗМ ЗАРОЖДЕНИЯ МАГМ

Судя по распространению упругих волн и другим физическим характеристикам, современная кора и мантия Земли находятся в твердом состоянии. Жидкие магматические расплавы возникают сейчас и возникли в не очень далеком геологическом прошлом лишь эпизодически и на локальных участках. Известные на Земле интрузивные и вулканические породы связаны с источниками, которые расположены в интервале глубин от 15 до 250 км. С самыми глубинными мантийными источниками (150—250 км) сопряжены алмазоносные *кимберлиты*. Возможно, перидоти-

ты верхней мантии испытывают плавление и глубже, но возникающие при этом расплавы не достигают доступных для наблюдения глубин. Основные породы — базальты и габбро — также зарождаются в верхней мантии. Под континентами источники этих пород находятся на глубине 50—150 км, а под океанами — возможно, и выше.

Материал континентальной земной коры сам неоднократно испытывал плавление с образованием разнообразных вторичных магм, главным образом кислых. Наименее глубинные коровые магматические очаги находятся на глубине около 15 км; с ними связаны многие гранитные плутоны.

По сравнению с радиусом Земли (6371 км) интервал глубин, где происходит магмообразование (250—15 км), представляет тонкую приповерхностную пленку. Выдвинуты гипотезы о возможности существования значительно более глубоких источников магм вплоть до границы мантии и ядра. Однако реальность подобных предположений сомнительна, так как на столь больших глубинах температура плавления вещества мантии сильно превышает температуру природных магм и, кроме того, неясен механизм перемещения магматических масс на тысячи километров в обстановке огромного всестороннего сжатия.

Существуют три главных механизма зарождения магм в верхней мантии и земной коре (рис. 1). Наиболее универсальным является *нагревание* выше температуры плавления глубинного вещества, т.е. выше температуры *солидуса* (см. рис. 1, а). Конкретные источники тепла известны лишь для коровых магматических очагов, которые возникают под тепловым воздействием мантийных магматических масс, нагретых до высокой температуры. Причины эпизодического и локального нагрева самого мантийного вещества во многом остаются неясными. Обычно нагрев связывают с выделением тепла при радиоактивном распаде U, Th, K; однако надо иметь в виду, что эти элементы сосредоточены в коре, а мантия бедна ими. Рассчитаны физические модели, связывающие нагрев глубинного вещества с выделением тепла от трения при пластических деформациях.

Другим возможным механизмом зарождения магм служит адиабатический (почти изотермический) *подъем* нагретого вещества, при котором на некоторой глубине достигается температура солидуса (см. рис. 1, б). Этот механизм реализуется при быстром (в геологическом масштабе времени) перемещении крупных масс нагретого и пластичного глубинного материала.

Третий механизм связан с *дегидратацией* гидроксилсодержащих минералов, имеющих в горных породах. Распространенными минералами такого рода являются, например, слюды, которые при нагревании выделяют до 4 мас.% воды. Если в магматическом источнике имеется вода, то температура плавления силикатного вещества понижается на десятки и сотни гра-

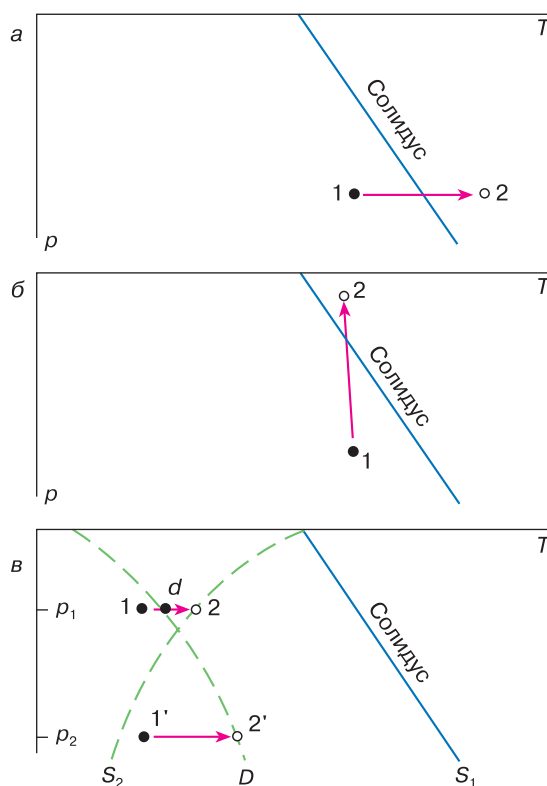


Рис. 1. Механизмы плавления, приводящие к образованию магм. Здесь T — температура, p — давление; солидус — линия, отделяющая условия существования твердого вещества (слева от линии) и частично расплавленного вещества (справа от линии). Еще правее расположена параллельная линия ликвидуса (на чертеже не показана), которая отделяет частично расплавленное вещество (смесь расплава и кристаллов) от гомогенного расплава.

(а) Плавление путем нагревания при постоянном давлении: 1 — твердое вещество, 2 — частично расплавленное.

(б) Плавление путем адиабатического (почти изотермического) подъема: 1 — твердое вещество, 2 — частично расплавленное.

(в) Плавление при дегидратации гидроксилсодержащего минерала: S_1 — солидус при отсутствии воды, S_2 — солидус насыщенного водой расплава; D — кривая дегидратации минерала. При нагревании на уровне p_1 в точке d происходит разложение минерала с выделением воды, которая растворяется в насыщенном водой расплаве в точке 2. Если нагревание осуществляется на уровне p_2 , то дегидратация происходит в точке $2'$, и при этой температуре образуется расплав, содержащий растворенную воду, но не насыщенный ею. В обоих случаях наличие воды значительно понижает температуру плавления по сравнению с «сухим» солидусом S_1 .

дусов. Чем больше давление, тем больше воды может раствориться в силикатном расплаве и тем ниже температура, при которой расплав может оставаться в жидком состоянии. В отличие от “сухих” систем, не содержащих воды, насыщенные водой магматические расплавы характеризуются не положительным, а отрицательным наклоном линии солидуса в pT -координатах (см. рис. 1, в). Если в глубинном веществе имеются гидроксилсодержащие минералы, то при нагревании они разлагаются с выделением воды, которая растворяется в возникающем магматическом расплаве.

При любом способе плавления на начальной стадии процесса возникает очень мало магматической жидкости, и источник остается в эффективно в твердом состоянии, представляя пористую среду, состоящую из межзернового расплава и твердого каркаса, еще не подвергшегося плавлению. В ходе дальнейшего плавления количество жидкой фазы возрастает, и наступает такой момент, когда источник превращается в эффективно жидкую магматическую суспензию — расплав с заключенными в нем тугоплавкими кристаллами. При этом механическая устойчивость магматического очага резко падает, и суспензия выжимается в область низкого давления. Переход от твердого состояния к жидкому происходит при условии, что доля расплава достигает примерно 40 объемн. %.

В природных магматических очагах доля жидкой фазы обычно не превышает 20—30%, а во многих случаях составляет всего несколько процентов и менее. Другими словами, маглообразование почти всегда сводится не к полному, а лишь к частичному плавлению мантийного или корового вещества. Заметим, что даже при минимальных степенях плавления система пор, заполненных расплавом, оказывается связанной тончайшими межзерновыми каналами, и магматическая жидкость может быть выжата из твердого каркаса.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МАГМ И МЕХАНИЗМ ИХ ПОДЪЕМА

Почти все магмы и возникающие при их затвердевании магматические горные породы имеют силикатный состав. Значительно реже и в несоизмеримо меньшем количестве образуются несиликатные магмы, например карбонатные. Последние являются продуктами частичного плавления карбонатизированных перидотитов верхней мантии, устойчивых на глубине более 80 км. Известны интрузивные *карбонатиты* магматического происхождения, состоящие из CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, MgCO_3 , $(\text{Na,K})_2\text{CO}_3$, а в Танзании один из современных вулканов извергает лавы, близкие по составу к соде. Однако эти породы являются геологической экзотикой. Почти все вулканические и интрузивные породы состоят из силикатов — кислородсодержащих соединений кремния.

Температура силикатных магм в момент зарождения варьирует от 1800—1600 до 600—500 °С. Максимальные оценки относятся к наиболее глубинным ультраосновным расплавам, возникающим при плавлении перидотитов верхней мантии, а минимальные — к наименее глубинным кислым магмам, образованным в земной коре и обогащенным водой или фтором, которые значительно понижают температуру плавления.

Плотность жидких магм равна 2,2—3,0 г/см³ и примерно на 10% ниже, чем плотность твердых пород соответствующего состава. Максимальная плотность характерна для глубинных мантийных магм, которые оказываются более плотными (тяжелыми), чем вещество континентальной земной коры (2,7—2,8 г/см³).

Важное значение имеет *вязкость* магм — свойство, определяющее их подвижность (текучесть). Вязкость магматических расплавов, которая зависит от состава и температуры, варьирует от 1 до 10⁸ Па·с. Наименьшей вязкостью (наибольшей подвижностью) обладают высокотемпературные магмы ультраосновного и основного составов, а наибольшая вязкость характерна для кислых магм, возникающих при относительно низкой температуре. Для сравнения заметим, что вязкость воды при комнатной температуре равна 10⁻³ Па·с, а эффективная вязкость твердого вещества коры и верхней мантии достигает 10¹⁸—10²³ Па·с.

Поскольку расплав легче, чем твердые породы (разность плотностей составляет около 0,5 г/см³), а его вязкость на 10—20 порядков ниже, магматические очаги механически неустойчивы, и расплав, возникающий при частичном плавлении, выжимается из связанной системы межзерновых пор, наподобие того, как выжимается вода из рыхлого осадка на дне моря или озера. (В том и другом случае жидкость выталкивается из пор под действием силы тяжести.) В результате этого расплав накапливается в верхней части области зарождения магм, а твердый остаток — в нижней. Как показывают расчеты, магматический расплав просачивается вверх со скоростью, измеряемой несколькими сантиметрами или метрами в год.

Скопления относительно легкой жидкости обладают некоторым избыточным давлением и начинают пробивать путь наверх самостоятельно, раздвигая стенки ранее существовавших трещин и заполняя плоские и линзообразные трещинные каналы. При этом скорость подъема не очень вязких магм может достигать километров и даже десятков километров в час.

Глубина, до которой может подняться расплав, определяется общим его количеством, соотношением плотностей расплава и вмещающих твердых пород, а также соотношением между температурой и содержанием растворенной в расплаве воды.

Чем глубже зарождаются магмы, тем обычно меньше степень частичного плавления и меньше общая масса возникшего расплава. По-видимому, многие малые выплавки не достигают приповерхностной зоны и

затвердевают на относительно небольшом расстоянии от места зарождения.

Магмы, возникшие выше поверхности Мохоровичича, легче, чем материал земной коры, и такие расплавы сохраняют шанс достичь дневной поверхности. Плотность расплавов мантийного происхождения может быть выше, чем плотность твердых пород, образующих земную кору, и такие расплавы могут не дойти до поверхности. Расплав остановится, когда положительное избыточное давление, накопленное в столбе расплава ниже поверхности Мохоровичича, будет компенсировано отрицательным избыточным давлением выше этого уровня. Очевидно, что при прочих равных условиях магмы, связанные с более глубинными мантийными источниками, могут подняться выше, чем расплавы, образованные непосредственно под нижней кромкой земной коры (рис. 2).

Поскольку температура плавления силикатного вещества, не содержащего воды, уменьшается по мере

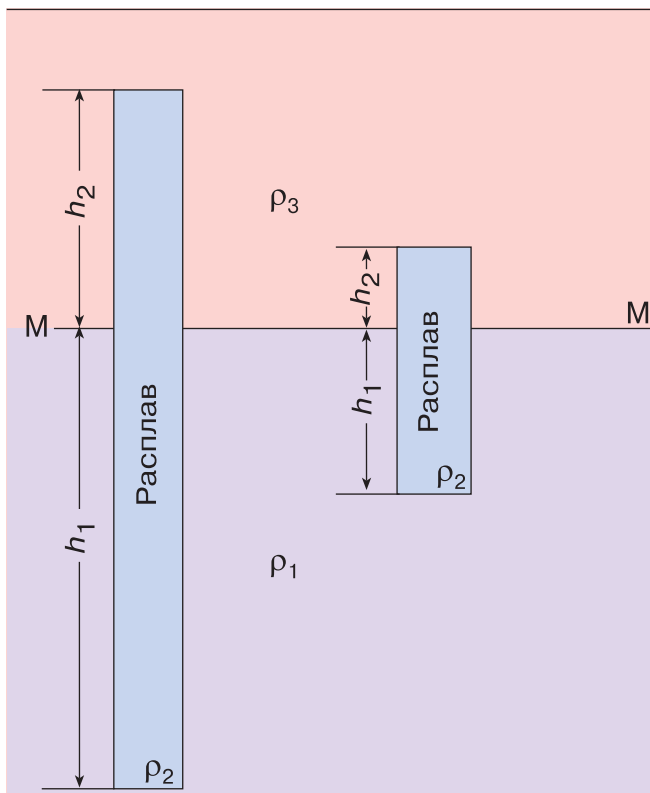


Рис. 2. Возможная высота подъема магматического расплава с плотностью ρ_2 , который возникает в верхней мантии (показана сиреневым цветом), имеющей плотность $\rho_1 > \rho_2$, и проникает в земную кору (розовая) с плотностью $\rho_3 < \rho_2$. Если $h_1(\rho_1 - \rho_2) = h_2(\rho_3 - \rho_2)$, то $h_2 = h_1(\rho_1 - \rho_2)/(\rho_3 - \rho_2)$, т.е. чем глубже зарождается расплав в верхней мантии (больше h_1), тем выше он может проникнуть в земную кору (больше h_2).

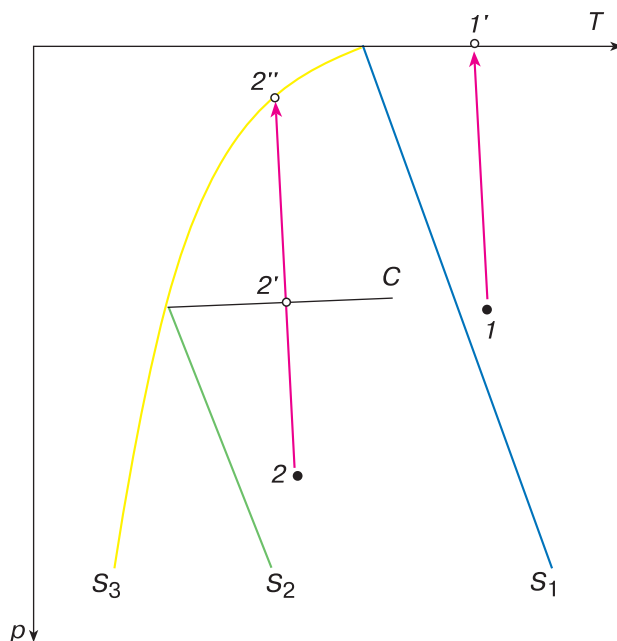


Рис. 3. Возможная высота подъема расплава, не содержащего воды, и расплава, содержащего воду. Здесь T — температура, p — давление, S_1 — солидус при отсутствии воды, S_2 — солидус расплава, содержащего воду, S_3 — солидус расплава, насыщенного водой. Если частично расплавленное вещество, не содержащее воды, нагрето выше температуры солидуса (точка 1), то расплав всегда сохраняет шанс достичь дневной поверхности (без учета соотношения плотностей, показанных на рис.2). Если расплав в точке 2 содержит некоторое количество воды, то при подъеме до уровня С (точка 2') он становится насыщенным ею; при дальнейшем подъеме вода выделяется в виде пузырьков надкритического флюида (“пара”). В точке 2'' расплав затвердевает, не доходя до поверхности Земли.

снятия давления, относительно легкий “сухой” расплав может достичь дневной поверхности. Если же расплав содержит растворенную воду, то предельная высота подъема определяется линией солидуса для насыщенного водой расплава (рис. 3), и водосодержащие магмы, не сильно перегреты относительно солидуса, затвердевают в виде интрузивных тел, не доходя до дневной поверхности. Соотношения, показанные на рисунке 3, находят прямое геологическое подтверждение: среди основных пород, образованных при затвердевании практически безводных высокотемпературных (~ 1200 °С) расплавов, преобладают вулканические породы — базальты, а среди кислых пород, возникших при затвердевании водосодержащих магм, нагретых не более чем на 800—900 °С, наиболее распространены интрузивные породы — граниты.

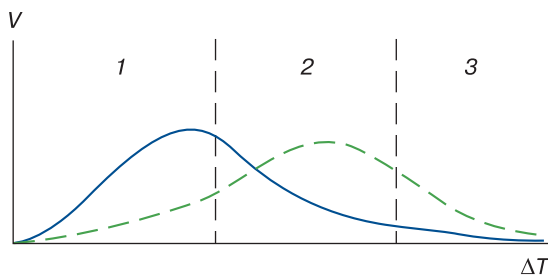


Рис. 4. Зависимость скорости (V) образования зародышей кристаллов (пунктир) и скорости роста зародышей (сплошная линия) от переохлаждения расплава относительно температуры равновесного ликвидуса (ΔT). В области 1, где скорость образования зародышей невелика, а скорость роста максимальна, образуются редкие крупные кристаллы. В области 2 возникает множество мелких кристаллов, а в области 3 кристаллизация затруднена — здесь возможно появление вулканического стекла (аморфной переохлажденной жидкости).

ЗАТВЕРДЕВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Высокая скорость подъема является причиной того, что расплавы начинают затвердевать, лишь достигнув дневной поверхности или заполнив какую-либо промежуточную камеру на глубине. Форма и размер возникающих при этом кристаллов определяется степенью переохлаждения расплава относительно равновесной температуры кристаллизации, что, в свою очередь, зависит от темпа охлаждения. При быстром остывании магматических тел достигается высокая степень переохлаждения, и в этих условиях вместо хорошо ограниченных кристаллов появляются скелетные формы причудливых очертаний. О том, что такое скелетный кристалл, можно судить по форме снежинок, которые представляют скелетные кристаллики льда.

При кристаллизации магматических расплавов сначала возникают точечные зародыши кристаллов, которые затем увеличиваются в размерах. Линейные размеры кристаллов определяются соотношением скоростей образования зародышей (количеством зародышей в единице объема в единицу времени) и их последующего роста (приращение длины или ширины кристалла в единицу времени). Обе скорости являются функциями переохлаждения расплава (ΔT) и достигают экстремума при определенных величинах ΔT (рис. 4). При малом переохлаждении скорость возникновения зародышей мала, а скорость их роста велика; в результате возникают крупнозернистые кристаллические агрегаты, состоящие из относительно небольшого числа крупных кристаллов. При значительном переохлаждении скорость образования зародышей достигает максимума, а скорость роста каждого зародыша падает;

как следствие этого формируются мелкозернистые магматические породы. Максимальное переохлаждение достигается при затвердевании тонких лавовых потоков, а минимальное — при кристаллизации крупных интрузивных тел. Отсюда и разница в структуре вулканических и интрузивных пород.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ПРОЦЕССОВ

Живые проявления магматизма можно изучать лишь при современных вулканических извержениях. Наблюдения активных вулканов на протяжении многих лет ведутся на Камчатке, в Японии, на Гавайских островах и в других местах. Однако наибольший объем информации о магматических процессах получен путем изучения состава, строения и условий залегания магматических пород, образованных в геологическом прошлом. Описательный раздел науки о магматических горных породах называется *петрографией*, а генетический раздел, рассматривающий происхождение изверженных пород, — *петрологией*.

Изучение магматических пород начинают в полевых условиях геологических экспедиций, когда выясняются условия залегания пород и устанавливается последовательность их формирования. Результатом полевых наблюдений является *геологическая карта*, которая представляет собой топографическую основу с нанесенными на нее выходами пород разного состава и возраста. Для специалиста это очень важный документ, содержащий большой объем геологической информации. Обзорные геологические карты мелкого масштаба (в 1 см 10—100 км) охватывают огромные территории стран и материков, а карты более крупного масштаба (в 1 см 2,0—0,5 км и крупнее) составляются для локальных площадей. Геологические наблюдения дополняются изучением физических полей и анализом распространения упругих волн в недрах Земли.

Много нового стало известно благодаря международным и национальным программам глубокого и сверхглубокого бурения в океанах и на континентах. Со специальных кораблей в океане пробурены сотни скважин. Самая глубокая из них, пройденная у берегов Коста-Рики (Центральная Америка), углубилась в базальты океанского дна на два километра. Самая глубокая скважина на континенте пробурена в России на Кольском полуострове — ее глубина составляет 12,2 км. На базе этой скважины создана постоянно действующая лаборатория по изучению недр Земли.

При проведении полевых работ и бурении скважин отбираются образцы магматических и других горных пород для исследования в специальных лабораториях. Комплекс исследований начинается с изготовления прозрачных пластинок горных пород толщиной 0,03 мм, которые изучаются с помощью поляризационного

микроскопа. Впервые этот прибор был применен в середине прошлого века и буквально произвел революцию в петрографии, поскольку под микроскопом удалось увидеть несравнимо больше, чем невооруженным глазом или с помощью лупы. Так как большая часть кристаллов оптически анизотропна и обладает свойством двойного лучепреломления, то при прохождении поляризованного света сквозь кристаллическое вещество возникают явления интерференции и другие оптические эффекты, которые используются для диагностики минералов. Под микроскопом очень хорошо видна структура кристаллических агрегатов.

Вторая революция в петрографии произошла в 60-х годах XX века, когда стали применяться рентгено-спектральные микроанализаторы, которые иначе называют электронными микрозондами. Тонкий луч электронов падает на полированную поверхность образца и вызывает рентгеновское излучение возбужденных атомов исследуемого минерала. По характеру рентгеновских спектров можно за несколько минут узнать химический состав минерала на очень малом участке — фактически в точке. Применение этого прибора вывело изучение минералов и пород на качественно новый уровень по сравнению с тем, что может быть получено только с использованием поляризационного микроскопа.

Круг лабораторных методов, применяемых в современной петрографии и петрологии, весьма широк: электронные анализаторы микроскопических изображений, разнообразные способы определения очень малых концентраций элементов-примесей в минералах и породах, изучение изотопного состава химических элементов, исследование микровключений затвердевших расплавов, захваченных во время роста кристаллов, и многое другое.

Высокого уровня достигла экспериментальная петрология. Процессы зарождения, последующей эволюции и кристаллизации магматических расплавов воспроизводятся в лабораториях при высоких температурах и давлениях. Современное оборудование позволяет ставить опыты при температуре до 2000 °С и при давлении около 20 ГПа, что позволяет судить о природных магматических процессах, протекающих на глубинах в сотни километров.

Используя результаты полевых и лабораторных наблюдений, разнообразных анализов и опытов, можно с помощью компьютеров обосновывать и рассчитывать модели природных магматических процессов с такой определенностью и надежностью, которые еще недавно казались недостижимыми. Благодаря большому объему геологической информации, накопленной за многие десятилетия, и использованию новейшей аппаратуры и аналитических технологий, современное учение о магматических горных породах превратилось в точную науку, которая стала одной из наиболее развитых геологических дисциплин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вы познакомились с некоторыми характеристиками магматизма — геологического процесса, который имел первостепенное значение на протяжении миллиардов лет и во многом определяет современный лик Земли. Хотя геология знает достаточно много о магматических горных породах и процессах, приводящих к их появлению, еще больше предстоит выяснить в будущем. Если вас заинтересовало введение в проблему, вы можете получить дополнительную информацию о магматизме из учебников по общей геологии [1–3] и книг, посвященных современному вулканизму [4–8]. Знакомство с этой литературой не требует специальной подготовки, и она вполне доступна для учителей и школьников старших классов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аллисон А., Палмер Д. Геология. М.: Мир, 1984.
2. Ершов В.В., Попова Г.Б., Новиков А.А. Основы геологии. М.: Недра, 1994.
3. Короновский Н.В., Якушева А.Ф. Основы геологии. М.: Высшая школа, 1991.
4. Макдоналд Г.А. Вулканы. М.: Мир, 1975.
5. Мархинин Е.К. Вулканизм. М.: Недра, 1985.
6. Тазиев Г. Кратеры в огне. Вода и пламень. Встречи с дьяволом. Этна и вулканологи. М.: Мысль, 1976.
7. Тазиев Г. Запах серы. М.: Мысль, 1980.
8. Тазиев Г. На вулканах: Суфриер, Эребус, Этна. М.: Мир, 1987.