ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ КАК РЕЗУЛЬТАТ ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ*

В. С. Шкодзинский

Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН, Якутск
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Полученные доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли позволяют объяснить ранее непонятное происхождение геосфер, магм и природу разнообразия состава магматических пород. Фракционирование возникшего в результате импактного тепловыделения магматического океана привело к образованию коры из его верхнего кислого слоя и мантии из нижних мафических слоев. Подъем остаточных расплавов из затвердевавшего сверху вниз магматического океана обусловил образование на древних платформах магматических пород в последовательности «гранитоиды — автономные анортозиты — базиты — щелочные породы и карбонатиты — кимберлиты». Всплытие подогретых изначально горячим ядром веществ нижней мантии является причиной появления в фанерозое огромных суперплюмов и современных геодинамических обстановок. Вследствие компрессионного затвердевания расплавов в возникавших на дне океана импактных кратерах в мантии формировались крупные тела эклогитов. Декомпрессионное переплавление их при всплытии приводило к быстрому образованию огромных объемов океанических базитов и траппов. Фрикционное переплавление различных дифференциатов магматического океана в литосфере обусловило формирование различных магматических пород субдукционных и коллизионных областей.

Ключевые слова: горячая гетерогенная аккреция, магматический океан, генезис магм.

DIVERSITY OF MAGMAS AS A RESULT OF EARTH'S HOT ACCRETION*

V. S. Shkodzinskiy

Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

Modern evidences of hot heterogeneous Earth accretion explain problems of genesis of geospheres, magmas and magmatic rocks. Fractionation of magma ocean caused the crust formation from the top acid layer and mantle from the lower mafic layers. Ascending residual melts from different layers of magma ocean formed different magmatic rocks on ancient platforms in sequence granite — autonomous anorthosite — basites — alkaline rocks and carbonatite — kimberlite. Ascending mantle substance, heated by the core, formed huge superplumes and modern geodynamic settings in Phanerozoic. Eclogites was formed by the melt compression crystallization in the impact craters on the bottom of magma ocean. Their decompression melting in ascending plumes formed ocean basites and traps. Friction melting of product of magma ocean differentiation formed magmas of subduction and collision areas.

Keywords: hot heterogeneous accretion, magma ocean, magma genesis.

Введение

В начале прошлого столетия, когда господствовали идеи Э. Канта и Д. Лапласа об огненно-жидком образовании Земли, обычно предполагалось, что недра ее не успели остыть и в них вечно существуют магмы. Н. Л. Боуэн [21] предполагал, что родоначальной является основная магма. Ее фракционирование приводит к образованию других магм и существующего разнообразия магматических пород. Однако к середине прошлого столетия геофизическими исследованиями было установлено преимущественно твердофазное состояние мантии. Поэтому популярной стала предложенная О. Ю. Шмидтом [19] и другими гипотеза холодной гомогенной аккреции нашей планеты. По этой гипотезе Земля образовалась путем слипания под влиянием гравитационных сил силикатных и железных частиц холодного космического газопылевого облака, захваченного гравитационным полем Солнца.

При холодном формировании Земли в ее недрах сначала не могли существовать большие объемы

магм. Их образование обычно объясняют последующими процессами плавления под влиянием радиогенного тепловыделения. Почти все магматические породы резко обогащены концентрирующимися в расплавах литофильными компонентами по сравнению с первичным, преимущественно ультраосновным веществом Земли. Поэтому предполагается, что плавление было частичным и степень его была небольшой — 0.1—15 % [6], поскольку при большей степени выплавки не имеют состава природных магм. Разнообразие Р-Т-условий и степени частичного плавления, а также обычно предполагаемое участие в плавлении процессов привноса различных химических компонентов гипотетическими флюидными потоками являются причиной многообразия состава природных магм. Отделение выплавки привело к образованию кислой кристаллической коры и истощенной литофильными компонентами верхней мантии. Опускание в земных недрах плотных частиц металлического железа обусловило формирование ядра. Вследствие холодного

* Комментарии к статье см. на стр. 32. / * See comments on page 32.

Для цитирования: Шкодзинский В. С. Происхождение магм как результат горячей аккреции Земли // Вестник геонаук. 2020. 2(302). С. 15—23. DOI: 10.19110/geov.2020.2.3.

For citation: Shkodzinskiy V. S. Diversity of magmas as a result of Earth's hot accretion. Vestnik of Geosciences. 2020. 2(302). Pp. 15—23. DOI: 10.19110/geov.2020.2.3.

образования ранняя история Земли принципиально не отличается от поздней, поэтому раннедокембрийские кристаллические комплексы рассматриваются как метаморфизованные аналоги фанерозойских осадочно-вулканогенных толщ.

Данные, противоречащие гипотезе холодной гомогенной аккреции и ее следствиям

Однако к настоящему времени получено большое количество данных, противоречащих этим предположениям. Расчеты показали, что выделение потенциальной гравитационной энергии при аккреции составляло около 9000 кал/г, что могло разогреть вещество Земли до 34 000 °С [12] и указывает на ее горячую аккрецию. Это подтверждается существованием трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах (линия MgO на рис. 1) и в раннедокембрийских кристаллических комплексах, уменьшением среднего изотопного возраста и температуры кристаллизации их различных пород (линии R и T) в полном соответствии с последовательностью образования при фракционировании. Об этом же свидетельствуют проекции наиболее древних геотермических градиентов в область очень высокой температуры на земной поверхности (до 1000 °С), близость этих градиентов (в среднем 3 град/км) к адиабатическим для расплавов (0.3 град/км), резкое отличие их от современных (до 150 град/км) и множество других данных [17, 18].

В десятки — сотни раз меньшие содержания хорошо растворимых в железе сидерофильных элементов (Ni, Co, Cu, Au и др.) в мантийных ксенолитах, чем в случае их химической равновесности с металлическим железом [12], вполне определенно указывают, что силикатные и железные частицы никогда не были перемешаны в земных недрах и, следовательно, выпадали раздельно. Это подтверждается на 4 порядка более высокой фугитивностью кислорода при образовании мантийных пород, чем в металлическом железе [17], преобладанием в мантийных породах H₂O и CO₂, а не H₂ и CO, которые должны были возникнуть в результате восстановления металлическим железом воды и углекислоты [12], и другими данными [18]. То есть аккреция была гетерогенной.

Многочисленные признаки автохтонности анатектического жильного материала в огромных полях мигматитов свидетельствуют, что анатектический расплав не отделялся от подплавленных пород даже при содержании его около 40 % [18]. Это обусловлено огромной вязкостью таких пород, препятствующей всплыванию в них расплава. Скорость всплывания шарообразных тел W можно оценить по формуле Стокса $W = 2\Delta\rho g R^2 / 9\eta$. При разности плотностей $\Delta\rho = 600 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$, ускорении силы тяжести $g = 9.81 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ и вязкости астеносферы $\eta = 10^{20} \text{ Н} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$ скорость всплывания капли основного расплава радиусом 0.01 м составит $W = 2 \cdot 600 \cdot 9.81 \cdot 0.01^2 / 9 \cdot 10^{20} \approx 1.3 \cdot 10^{-21} \text{ м/с}$. Следовательно, за 5 млрд лет ($1.575 \times 10^{17} \text{ с}$), то есть больше чем за всю историю Земли, капля всплывет всего на $1.3 \cdot 10^{-21} \cdot 1.575 \cdot 10^{17} \approx 2 \cdot 10^{-4} \text{ м}$, то есть на миллиметры. Поэтому слабо подплавленные породы не могут быть источником магм. Это подтверждается экспериментами Н. Т. Арндта [20], в ко-

торых в расплавленном менее чем на 30 % перидотите не происходило разделение расплава и твердых фаз. Обобщение опубликованных данных по мантийным ксенолитам в кимберлитах (рис. 1) показало, что мантия остывает примерно на 200 °С за каждый миллиард лет, поэтому в ней не могут постоянно происходить процессы частичного плавления.

Рис. 1. Средние изотопные возрасты различных мантийных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия R), включений в алмазах (линия A); средняя температура образования при 5 ГПа (линия T) и среднее содержание MgO в породах (линия MgO). Составы включений в алмазах и ксенолитах: G — гарцбургитовый, P — перидотитовый нерасчлененный, L — лерцолитовый, E — эклогитовый, V — верлитовый и вебстеритовый, F — флогопитсодержащие породы, Ka — карбонатиты, K — кимберлиты. Числа у точек — количество использованных определений [17]

Fig. 1. Average isotope ages of mantle xenoliths (line R), inclusions in diamonds (line A), temperature origin (line T) and average content of MgO in rocks (line MgO). Compositions of inclusions in diamond and xenoliths: G — harzburgite, P — peridotite, L — lherzolite, E — eclogite, V — verlite, F — flogopite rocks, Ka — karbonatite, K — kimberlite. Numbers near points — number of determinations [17]

Многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют, что присутствие флюидной фазы в условиях высокого давления на многие сотни градусов понижает температуру плавления пород. Поэтому в случае существования флюидных потоков верхняя мантия полностью расплавилась бы [18]. Следовательно, ее преимущественно твердофазное состояние, по геофизическим данным, противоречит предположению о привносе компонентов при магмообразовании. Присутствие очень мелких газовых включений в некоторых мантийных породах не доказывает существования флюида при их кристаллизации, как обычно предполагается, так как эти включения наблюдаются в условиях поверхности Земли. В условиях мантии они должны полностью раствориться в расплаве или в минералах под влиянием очень высоких давления и температуры.

Непонятна природа огромного объема кислых магматических пород земной коры, поскольку, по экспериментальным и петрологическим данным [6], формирование кислых выплавов из первичных ультраосновных пород Земли возможно лишь при давлении менее 0.2—0.3 ГПа. Однако при холодной аккреции на соответствующей этому давлению глубине 10—12 км не могла существовать температура более 1000 °С, необходимая для начала плавления ультраосновных пород. Полное отсутствие кислых обособлений в многочисленных мантийных ксенолитах эклогитов в кимберлитах, очень древний возраст ранних кислых пород в земной коре (до 3.8 млрд лет), а также невозможность отделения выплавов в слабоподплавленных породах не позволяют принять гипотезу образования кислых магм путем частичного плавления базитов, погруженных на большую глубину [7].

В случае образования раннедокембрийских кристаллических комплексов путем метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ непонятны их выдержанная на всей Земле очень высокая (чаще всего 600—900 °С) магматическая температура кристаллизации, отсутствие в них, как и в магматических породах, реликтов исходных низкотемпературных минералов и признаков существования мощных перекрывающих толщ, теплоизолирующим влиянием которых обусловлен их гипотетический метаморфизм. Неясны причины отсутствия пород, соответствующих по возрасту первым 500—600 млн лет существования Земли.

Таким образом, гипотеза холодной гомогенной аккреции Земли и все вытекающие из нее петрологические следствия, несмотря на массовое использование их в публикациях, не имеют убедительных доказательств и находятся в грубом противоречии с многочисленными данными. Полученные свидетельства горячей гетерогенной аккреции Земли и фракционирования на ней магматического океана впервые убедительно объясняют происхождение магм и решают все другие дискуссионные генетические проблемы петрологии.

Природа геосфер и магматизма древних платформ по данным о горячей гетерогенной аккреции Земли

В случае гетерогенной аккреции ядро должно было образоваться раньше мантии в результате быстрого объединения железных частиц в протопланетном диске под влиянием магнитных сил. Известно, что постоянный железный магнит может удерживать железный груз, превышающий его по массе в несколько раз. Намагниченные мелкие железные предметы быстро притягиваются друг к другу и остаются в сцепленном состоянии. Сила гравитационного притяжения небольших тел, судя по формуле всемирного тяготения, крайне мала. Как показали расчеты, она в миллиарды раз меньше, чем магнитные силы. Выделения железа в метеоритах намагничены [9]. Следовательно, магнитные, а не гравитационные силы были главными на ранних стадиях аккреции. Ведущая их роль предполагалась некоторыми исследователями [25], но не получила всеобщего признания. Предельно простая модель аккреции только под влиянием гравитационных сил оказалась более привлекательной, несмотря на многие противоречия. Быстрое образова-

ние ядра с участием мощных магнитных сил обусловило его сильный импактный разогрев, что объясняет на 1—2 тысячи градусов его более высокую современную температуру по сравнению с мантией [22] и существование в ней конвекции.

Анализ [17] показал, что при аккреции выпадавшие силикатные частицы плавилась под влиянием импактного тепловыделения и формировали глобальный магматический океан. Придонная его часть кристаллизовалась под влиянием увеличения давления образовавшихся верхних частей. Кумулаты формировали мантию. На ранней стадии аккреции мантии небольшое еще гравитационное поле формировавшейся Земли и пониженная глубина магматического океана обусловили небольшое (менее 0.3 ГПа) давление в его основании, кристаллизовавшемся под влиянием роста нагрузки возникавших верхних частей. Такое низкое давление, по экспериментальным данным, было благоприятным для образования толеитовых и кислых остаточных расплавов (при кристаллизации ультраосновных магм соответственно примерно на 85—90 и 97—99 %). Их формирование объясняет широкое распространение толеитов и кислых магматических пород на нашей планете. Кислые расплавы, вследствие пониженной плотности, всплывали и в дальнейшем образовали большой объем кислой кристаллической коры. При последующей аккреции, ввиду увеличения глубины и температуры магматического океана, состав остаточных расплавов изменялся до мафического. Это обусловило возникновение слоистости в магматическом океане. Вследствие повышения роста плотности с глубиной (от 2.3 до 2.8 г/см³) в нем не возникала обширная конвекция и он остывал и кристаллизовался сверху вниз. Большая длительность этой кристаллизации объясняет отсутствие на Земле пород древнее 4 млрд лет и кратеров завершавшей аккрецию гигантской метеоритной бомбардировки. Иногда встречающиеся очень древние изотопные возрасты обломочных цирконов [23] характерны для их ядер. Поэтому они указывают на начало кристаллизации их в магматическом океане 4.4—4.3 млрд лет назад и не свидетельствуют о существовании в это время твердой коры, как иногда предполагается. Кристаллизация глубинных частей магматического океана происходила в течение всей истории Земли.

После завершения аккреции на затвердевавшей верхней части кислого слоя магматического океана глубиной около 250 км происходили интенсивное выщелачивание возникавших магматических пород под влиянием кислотных эманаций океана и формирование ранних осадков. Это объясняет широкое распространение в раннедокембрийских комплексах кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов. Затвердевшие верхние части, вследствие возрастания их плотности, вместе с возникавшими осадками периодически тонули и перекрывались всплывавшими порциями магм. Это обусловило частое совмещение в кристаллических комплексах пара- и ортогнейсов [18].

Гистограммы распределения температуры образования гиперстеновых и безгиперстеновых гнейсов не различаются, поэтому присутствие гиперстена в породах отражает не гипотетическую высокую температуру формирования (гранулитовую фацию метаморфизма), а повышенную «сухость» их исход-

ных магм [18]. Это подтверждается отсутствием явного развития гиперстенсодержащих гнейсов по безгиперстеновым и частым переслаиванием этих пород. Образование путем кристаллизации магматического океана объясняет выдержанные высокие температуры образования раннедокембрийских кристаллических комплексов во всем мире, присутствие в них характерной только для магматических пород регрессивной последовательности минералообразования, отсутствие реликтов ранних низкотемпературных минералов и признаков существования мощных (десятки километров) перекрывающих толщ, теплоизолирующим влиянием которых должен был быть обусловлен их гипотетический метаморфизм, и огромный (иногда более миллиарда лет) интервал изотопных возрастов, примерно одинаковый для различных кристаллических комплексов одного и того же региона. На возникшем преимущественно магматическом основании накапливались осадочно-вулканогенные толщи, которые зонально метаморфизовались под влиянием остаточного тепла магматического океана и фрикционного тепловыделения при тектонических деформациях.

Летучие компоненты из кристаллизовавшегося магматического океана сформировали гидросферу и атмосферу Земли, что объясняет большие содержания накапливавшихся в остаточных расплавах воды, углекислоты и хлора. Они выносили большое количество рудных компонентов, которые сначала концентрировались в горячих водоемах, где отлагались ранние осадки. Это привело к образованию многочисленных стратиформных осадочно-гидротермальных, а затем гидротермальных месторождений. В кристаллизовавшихся магмах возникали магматические и остаточно-магматические месторождения. Огромный объем магматического океана определил уникально большие запасы этих месторождений (Витватерсранд, Бушвельд, железистые кварциты).

По мере кристаллизации верхнего слоя магматического океана в нем формировались лейкократовые остаточные кислые расплавы. Это является причиной широкого распространения в раннедокембрийских кристаллических комплексах древних гранитоидов. Последующая кристаллизация более глубоких слоев обусловила формирование и всплывание субщелочных и щелочных остаточных расплавов. Ими образованы рапакиви (рис. 2), встречающиеся только на древних щитах. Характерное для них нарастание плагиоклазовой оболочки на вкрапленники калиевого полевого шпата связано с обеднением гранитной эвтектики плагиоклазом при снижении давления при подъеме [16].

Всплывание магм из основного слоя привело к образованию очень крупных мафических интрузий и широко распространенных протерозойских дайковых поясов. Присутствие в последних средних по составу пород и повышенные содержания в них калия противостоят предположениям о формировании их магм в мантийных плюмах. Начинаясь в магматическом океане процессы фракционирования, видимо, обусловили повышенную рудоносность древних мафических интрузий. Всплывание богатых плагиоклазовыми кумулатами магм привело к образованию автономных анортозитов, широко распространенных на

Рис. 2. Эволюция магматизма в истории Земли. Магмы: D — сформировавшие кислую кристаллическую кору; R — рапакиви и другие субщелочные; A — автономных анортозитов; B — базитов; K — коматиитов; Al — щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов; Ki — кимберлитов; T — траппов; G — гранитоидов; P — габбро-перидотитов; H — горячих точек; MORB — базальтов СОХ

Fig. 2. Evolution of magmatism in Earth's history. Magmas: D — acid; R — of rapakivi and subalkaline rocks; A — of autonomic anorthosites; B — of basites; K — of komatiites; T — of traps; G — of granitoids; P — of gabbro-peridotites; MORB — of basalts of middle oceanic ranges

древних щитах. Эти породы обычно не содержат мафические кумулаты, поскольку фракционирование происходило в мантии. После полного затвердевания верхних частей магматического океана внедрение их прекратилось. Это объясняет сравнительно узкий возрастной интервал (2.8—1.1 млрд лет [4]) образования автономных анортозитов и их значительную древность. Участие в формировании среднего по составу слоя магматического океана является причиной часто относительно кислого состава их плагиоклаза (до олигоклаза).

По экспериментальным данным [26, 28, 15], кристаллизация ультраосновных магм, содержащих более 0.6 мольной доли углекислоты во флюидной составляющей, приводит к образованию щелочных и карбонатитовых остаточных расплавов при давлении менее 2.5 ГПа и кимберлитовых при более высоком. Это объясняет формирование разнообразных щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов на древних платформах (рис. 2). Кристаллизация магматического океана сверху вниз является причиной более древнего возраста карбонатитов по сравнению с кимберлитами — в среднем соответственно 688 и 257 млн лет [18]. Раздвижение континентальной литосферы при образовании океанических областей является причиной отсутствия в них кимберлитов (правило Клиффорда). Алмаз начал кристаллизоваться в перидотитовом слое в результате накопления углерода в остаточном расплаве. Рост в последнем содержания кремнекислоты обусловил увеличение его вязкости, снижение скорости диффузии компонентов и возрастание степени пересыщения углеродом. Это привело к смене по-

слоистого роста алмазов на радиальный, октаэдрической формы возникавших кристаллов алмаза на ромбододекаэдрическую и кубическую и к образованию скульптур на их гранях. Таким образом, кристаллизация глобального магматического океана объясняет происхождение, состав, последовательность образования и особенности рудоносности магматических пород на древних платформах.

Происхождение магм в фанерозойских складчатых областях и океанах

Неизбежное увеличение силы гравитационного притяжения на Земле по мере ее роста и постепенное укрупнение планетезималей в протопланетном диске приводили к увеличению импактного тепловыделения по мере аккреции мантии. Величина этого разогрева различными исследователями оценивается в 800—3000 °С [18]. Из этого следует важный вывод о том, что на ранней стадии эволюции Земли температура ее недр под дном магматического океана уменьшалась с глубиной. То есть в мантии существовал обратный геотермический градиент и, следовательно, вопреки широко распространенным предположениям, в это время не было всемантийной конвекции и современных геодинамических обстановок. Кристаллизация океана магмы приводила к локальным процессам опускания и всплывания его вещества. Они сопровождались пластическими деформациями формировавшейся кристаллической коры. Небольшие масштабы этих перемещений обусловили пониженные размеры возникавших в коре структур. Это объясняет небольшую протяженность (десятки-сотни километров по сравнению с тысячекилометровыми современными складчатыми зонами и океанами) ранних зеленокаменных поясов и осадочных бассейнов, формировавшихся на кристаллическом фундаменте. В это время существовала *тектоника малых пластичных коровых плит*.

После рубежа примерно 2 млрд лет деформации кристаллической коры становились в основном хрупкими вследствие значительного ее остывания. Интенсивность геологических процессов в период 1.7—0.6 млрд лет назад была самой низкой в истории Земли. Этот период получил название «мертвая Земля» [8]. Его существование объясняется почти полным остыванием к этому времени магматического океана и отсутствием пока процессов всемантийной конвекции.

Длительный разогрев мантии изначально горячим ядром должен был привести к установлению в ней прямого геотермического градиента и к возникновению тепловой конвекции. Резкое возрастание 0.6—0.5 млрд лет назад интенсивности тектонических процессов, мощности формировавшихся осадков и палеозойский возраст дна современных океанов [13] вполне определенно указывают, что всемантийная конвекция началась в конце протерозоя. Геологическая эволюция Земли, как и большинство явлений в природе, имеет направленный необратимый характер. У других планет земной группы ядра имеют значительно меньший объем, неспособный прогреть их мантии; в них не возник прямой геотермический градиент, как на Земле. Это объясняет отсутствие на них ясных при-

знаков проявления плитной тектоники и современного магматизма.

Сначала всплывали самые нижние, прогретые части мантии. Вследствие относительно небольшого понижения их плотности по сравнению с неподогретыми частями (видимо, сотые доли г/см³) и огромной вязкости ультраосновных пород (порядка 10^{22} Н · м⁻¹ · с⁻¹) всплывать могли только очень большие объемы вещества. Это объясняет происхождение суперплюмов диаметром в тысячи километров, установившихся в настоящее время под Тихим океаном и Южной Африкой [8]. Ввиду тугоплавкости их преимущественно ультраосновное вещество относительно мало подплавлялось под влиянием декомпрессии при подъеме. Поэтому оно имеет очень высокую вязкость в малоглубинных условиях и оказывает огромное механическое воздействие на литосферу. Под влиянием этих суперплюмов раскалываются континенты, формируются океаны и возникают современные геодинамические обстановки. Эти суперплюмы являются в основном *тектоногенерирующими*.

К веществу таких суперплюмов, видимо, относятся офиолиты. Об этом свидетельствуют широкое распространение их под современными океанами, присутствие в них только бластических и нехарактерность магматических структур [5], что связано с их длительным пластическим течением при подъеме суперплюмов. Это согласуется с отсутствием офиолитовых даек, с существованием в офиолитах только тектонических контактов и с отсутствием контактового термального воздействия их на вмещающие породы. Появление офиолитов преимущественно в венде подтверждает начало всемантийной конвекции в это время. Вследствие небольшого еще накопления расплавофильных компонентов ранний магматический океан должен был иметь наиболее значительное отношение магния к железу. Это объясняет самую высокую для земных пород магнезиальность (до 99 %) форстерита в офиолитах [5].

Ассоциирующие с офиолитами базиты должны были формироваться путем декомпрессионного переплавления при подъеме продуктов затвердевания расплавов раннего магматического океана. Судя по расчетам различных исследователей [12, 24], при остывании протопланетного диска первыми конденсировались Re, Os, W (выше 1800 К), затем корунд и перовскит. В дальнейшем возникали мелилит, диопсид, форстерит (1444 К), анортит, энстатит, железо (1349 К). Еще позже формировались кислый плагиоклаз, ортоклаз, затем карбонаты и гидраты. В результате гетерогенной аккреции нижние части мантии должны быть обеднены низкотемпературными конденсатами по сравнению с верхними. Это объясняет самое низкое содержание калия (0.2—0.3 %) в ассоциирующих с офиолитами базитах [1] и подтверждает нижнемантийное происхождение офиолитов.

При аккреции мантии падение крупных планетезималей приводило к возникновению импактных кратеров на дне магматического океана [18]. Быстрое компрессионное затвердевание заполнявших их расплавов обусловило формирование крупных магматических тел. Они имели преимущественно основной толеитовый состав, так как кратеры заполнялись придонными расплавами магматического океана. Судя по

огромному размеру импактных бассейнов Луны (иногда более тысячи километров), объем этих тел мог достигать миллионов кубических километров. Их вещество имело примерно на 0.1 г/см^3 меньшую плотность, чем ультраосновные породы, и поэтому после установления в мантии прямого геотермического градиента должно было всплывать в виде относительно небольших плюмов. Следовательно, кроме конвекции, обусловленной подогревом мантии ядром, должна существовать конвекция, связанная с первичной неоднородностью состава мантии.

Вследствие повышенной легкоплавкости декомпрессионное переплавление вещества основных плюмов при подъеме обусловило образование в них большого количества преимущественно основных магм и быстрое возникновение из них океанических базитов, траппов и больших магматических провинций (рис. 2). Из-за относительно небольшой вязкости расплавов ($10\text{--}100 \text{ Н} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$) подъем основных плюмов приводил к значительно меньшим тектоническим деформациям литосферы. Такие плюмы являются в основном *магмогенерирующими*. Длительный подъем их под движущимися плитами объясняет природу магматизма «горячих точек».

Вследствие гетерогенной аккреции и фракционирования при образовании Земли глобального магматического океана содержание расплавофильных компонентов в мантии увеличивается снизу вверх. Поэтому возникшие в результате декомпрессионного переплавления ранних основных пород нижней мантии базальты срединно-океанических хребтов наиболее бедны калием (менее 0.5% , рис. 3) и другими расплавофильными компонентами. Раннедокембрийские кристаллические сланцы и гнейсы (поле D) намного богаче ими (почти до 4% K_2O), так как они возникали из вещества позднего магматического океана, в котором накопились эти компоненты.

В результате постепенного укрупнения тел в протопланетном диске большие импактные кратеры и сформировавшиеся в них мантийные основные породы, исходные для большинства магм траппов и рифтов, возникали преимущественно на поздней стадии аккреции, когда магматический океан был обогащен расплавофильными компонентами. Это является одной из причин высокого (до 4.4%) содержания в платформенных базитах калия. Последний накапливался в остаточных расплавах вследствие отсадки граната и клинопироксена и при высокобарическом фракционировании магм во время замедления их подъема под толстой литосферой. Это является другой причиной его высокого содержания. По сравнению с другими темнокветными минералами осаждавшийся гранат был беден титаном. Это привело к повышенному содержанию титана в остаточных расплавах и в сформированных из них платформенных базитах (до 3% и более).

На начальной стадии аккреции мантии возникавшие при падении крупных планетезималей импактные углубления на дне магматического океана могли иногда достигать железного ядра. Поэтому выполнявшие их толеитовые расплавы захватывали ксенолиты ядра (рис. 2) и при подъеме основных плюмов выносили их в верхние части земной коры. Судя по особенностям состава, из таких ксенолитов образовались жел-

ваки самородного железа массой до десятков тонн, присутствующие в базитах Гренландии и в траппах Сибирской платформы. Вынос ксенолитов ядра является важным подтверждением зарождения некоторых основных плюмов в нижней мантии и образования толеитовых магм путем декомпрессионного переплавления вещества плюмов, а не в результате частичного плавления верхней мантии, как предполагается.

Поля пород субдукционных и коллизионных обстановок (S и Ko на рис. 3) в малокалиевой области совпадают с полем раннедокембрийских кристаллических сланцев. Это указывает на образование магм областей субдукции и коллизии путем переплавления пород литосферы в результате огромного фрикционного тепловыделения в зонах интенсивных тектонических деформаций под влиянием давления океанических плит.

Как известно, даже холодные приповерхностные породы иногда плавятся в зонах тектонических разломов с образованием псевдотрахитов. Современные стрессовые напряжения в литосфере в районе Курильской и Японской островных дуг достигают $200\text{--}400 \text{ МПа}$ [10]. При напряжениях 250 МПа блок литосферы толщиной 100 км и шириной 1000 км давит на континент силой $250 \cdot 10^6 \text{ Н} \cdot \text{м}^{-2} \cdot 100 \cdot 10^3 \text{ м} \cdot 1000 \cdot 10^3 \text{ м} =$

Рис. 3. Соотношение K_2O — SiO_2 в различных магматических породах: D — раннедокембрийских кристаллических комплексов; E — эnderбитов и плагиигранитов; K — коматитов; Ki — кимберлитов; Ko — коллизионных областей; L — онгонитов; O — океанов; S — субдукционных областей. Стрелки — направление изменения состава при фракционировании. Продукты: 1, 2 — синаккреционного (1) и постааккреционного (2) фракционирования океана магмы; 3, 4 — преимущественно фрикционного (3) и декомпрессионного (4) переплавления дифференциатов магматического океана. 7 GPa и др. — давление при магматическом фракционировании. Составы пород по данным [1—5, 14]

Fig. 3. Correlation of K_2O — SiO_2 in different magmatic rocks: D — of Early Cambrian crystalline rocks; E — of enderbites and plagiogranites; K — of komatiites; Ki — of kimberlites; Ko — of collision areas; L — of ongonites; O — of oceans; S — of subduction areas. 7 GPa and another — pressure during magmatic fractionation. Arrows — dimension of composition during fractionation. Products: 1, 2 — of sinaccretion (1) and postaccretion (2) fractionation of magma ocean; 3, 4 — mainly friction (3) and decompression (4) melting of magma ocean differentiates. Rocks composition from [1—5, 14]

$= 2,5 \cdot 10^{19}$ Н. При перемещении блока под влиянием такой силы на 1000 км и расхода механической энергии на фрикционный разогрев континентальной литосферы выделится $2,5 \cdot 10^{19} \text{ Н} \cdot 1000 \cdot 10^3 \text{ м} \cdot 0,234 \text{ кал} \cdot (\text{Н} \cdot \text{м})^{-1} \approx 0,5 \cdot 10^{25} \text{ кал}$. За счет этой теплоты при расходе 80 % ее на плавление и энтальпии плавления гранита 36 ккал/кг может расплавиться $0,4 \cdot 10^{25} \text{ кал} / 36000 \text{ кал} \cdot \text{кг}^{-1} \approx 10^{20} \text{ кг} \approx 10^{17} \text{ т}$ или примерно $4 \cdot 10^7 \text{ км}^3$ (40 тыс. км³ на 1 км протяженности зон субдукции и коллизии) кислых пород. Для основных пород эта величина составит около $2 \cdot 10^7 \text{ км}^3$ (20 тыс. км³). Полученные величины примерно соответствуют или даже превышают объем магматических пород, возникающих при субдукции и коллизии. Это подтверждает их образование за счет фрикционного переплавления ранее существовавших дифференциатов магматического океана. К выводу о фрикционном происхождении кислых магм складчатых областей пришел П. Н. Кропоткин еще в 1941 году [11] на основании тесной связи магматизма с тектоническими процессами.

Плавление, видимо, происходило преимущественно в зонах вязкого течения глубинных пород и в выжимавшихся мигмах за счет декомпрессии. Если в этих зонах находились кислые части литосферы, то возникали гранит-риолитовые магмы. В случае среднего и основного состава этих частей формировались идентичные им по составу магмы. Это хорошо объясняет почти всегда пестрый полиформационный состав субдукционных и коллизионных магматических пород и близость его к составу раннедокембрийских кристаллических комплексов. При нахождении этих зон в продуктах раннего магматического фракционирования формировались непрерывные магматические серии (базальт-андезит-риолитовые, андезит-риолитовые и др.) с унаследованными постепенными переходами между породами разного состава. Если плавилась разобогаченная тела различных по составу пород, то возникали контрастные по составу серии. Такой генезис объясняет иногда повторное образование одинаковых магматических пород в складчатых областях и частое возникновение их в антидромной последовательности. Фрикционное переплавление основных тел в офиолитах и выжимание их вместе с непереплавленными тугоплавкими гипербазитами, видимо, обусловило образование платиноносных базит-гипербазитовых тел складчатых областей (рис. 2).

Повышенные величины начальных отношений изотопов стронция в субдукционных и коллизионных магматических породах (до 0.7226 в кислых вулканитах Перу [3] по сравнению с 0.703—0.705 в современной мантии) обусловлены большим накоплением радиогенного стронция за длительное время (более 2 млрд лет) существования раннедокембрийских кислых пород в континентальной литосфере до периода их фрикционного переплавления. Близость состава раннедокембрийских пород к субдукционным обусловлена не образованием этих пород в таких обстановках, как обычно предполагается, а возникновением многих субдукционных магм путем переплавления кристаллической коры.

В очагах фрикционного плавления возникшие магмы могли кристаллизоваться и фракционировать под влиянием несколько более низкотемпературного

окружения. Поэтому кроме унаследованных от магматического океана серий фракционирования существуют и новообразованные. Это объясняет часто более высокое содержание калия в субдукционных породах по сравнению с раннедокембрийскими (рис. 3). В случае фракционирования исходно бедных рубидием магм возникшие породы будут иметь низкие величины начальных отношений изотопов стронция. Это объясняет присутствие таких величин в субдукционных и коллизионных магматических породах. Распространение в раннедокембрийских кристаллических комплексах разновидностей, бедных калием и другими литофильными компонентами, является причиной образования плагиогранитов и плагиориолитов в складчатых областях. Обусловленность процессов фрикционного плавления тектоническими деформациями объясняет постоянную связь магматизма с тектоническими процессами и размещение магматических пород в виде вытянутых поясов. Магмы иногда фракционировали после размещения их в малоглубинных камерах. В результате такого фракционирования возникали литий-фтористые граниты и онгониты (рис. 3).

Фрикционное маглообразование, видимо, было наиболее интенсивным в ранние этапы раздвижения океанического дна, пока не началось опускание океанической литосферы в мантию и давление ее на континент было максимальным. Наибольшая величина этого давления в приокеанической области и более мафический состав глубинных пород обуславливают наиболее широкое и раннее развитие здесь относительно высокотемпературного основного магматизма. Снижение интенсивности тектонических деформаций с удалением от океанов объясняет увеличение доли более низкотемпературных кислых магматических пород в этом направлении.

Заключение

Таким образом, существует четыре главных механизма образования магм: 1) путем подъема расплавов из магматического океана (первичные и первично-остаточные магмы древних платформ); 2) в результате декомпрессионного плавления затвердевших дифференциатов этого океана во всплывавших плюмах (декомпрессионно-плюмовые магмы траппов, рифтов, океанических областей); 3) путем преимущественно фрикционного переплавления этих дифференциатов в зонах интенсивных тектонических деформаций (фрикционные магмы субдукционных и коллизионных областей) и 4) в результате фракционирования в магматических камерах в условиях различной глубинности (вторично-остаточные магмы поздних фаз магматических комплексов).

Учет данных о горячей гетерогенной аккреции Земли позволяет объяснить происхождение магм и главные особенности состава и размещения магматических пород. Главной причиной разнообразия состава этих пород являются процессы магматического фракционирования, а не разная степень гипотетического частичного плавления глубинных пород. Это обусловлено в триллионы раз меньшей вязкостью магм по сравнению со слабоподплавленными породами, что приводило к такой же высокой скорости

процессов дифференциации в магмах. Полученные результаты подтверждают справедливость выдвинутых в начале прошлого столетия П. Эскола, А. Заварицким и другими классиками-петрологами представлений о ведущей роли магматического фракционирования в формировании многообразия состава магматических пород. Вследствие присутствия в подавляющем большинстве магм интрателлурических вкрапленников и, как следствие, неперегретости их в малоглубинных условиях, они не могли в больших масштабах ассимилировать холодные вмещающие породы. Поэтому эти процессы не могли существенно влиять на разнообразие магм. Особенности состава главных разновидностей магм полностью объясняются процессами магматического фракционирования, поэтому нет необходимости предполагать недоказуемые процессы изменения их состава под гипотетическим влиянием электрических и магнитных полей или в результате процессов ликвации.

Статья подготовлена по плану НИР ИГАБМ СО РАН № 0381-2019-0003.

Литература

1. Андреева Е. Д., Баскина В. А., Богатилов О. А. и др. Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. 368 с.
2. Березкин В. И., Смелов А. П., Зедгенизов А. В. и др. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Новосибирск: Изд. СО РАН, 2015. 459 с.
3. Богатилов О. А., Богданов С. В., Борсук А. М. и др. Магматические горные породы. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. 374 с.
4. Богатилов О. А., Богданова С. В., Борсук А. М. и др. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 439 с.
5. Богатилов О. А., Васильев Ю. Р., Дмитриев Ю. И. и др. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.
6. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий их возникновения при вулканизме / Ред. Э. Буллард, Дж. Канн, Д. Метьюз // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242—261.
7. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение известково-щелочных магматических пород / Ред. И. Д. Рябчиков // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118—131.
8. Добрецов Н. Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск: Изд. НГУ, 2011. 492 с.
9. Додд Р. Т. Метеориты — петрология и геохимия. М.: Мир, 1986. 382 с.
10. Короновский Н. В. Напряженное состояние земной коры // Соросовский образовательный журнал. 1987. № 1. С. 50—56.
11. Кропоткин П. Н. Значение тектонических процессов для образования кислых магм / Тр. Института геологических наук. Вып. 47. Геол. серия (№ 47). 1941. С. 1—58.
12. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 294 с.
13. Салон Л. Н. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 334 с.
14. Смелов А. П., Березкин В. И., Тимофеев В. Ф. и др. Геологическое строение западной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН, 2009. 168 с.
15. Сурков Н. В., Зинчук Н. Н. Устойчивость глубинных парагенезисов, процессы магомобразования и происхождения кимберлитов // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж: Изд. ВГУ, 2001. С. 101—128.
16. Шкодзинский В. С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.
17. Шкодзинский В. С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Изд. СВФУ, 2014. 452 с.
18. Шкодзинский В. С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Якутск: Изд. СВФУ, 2018. 274 с.
19. Шмидт О. Ю. Происхождение Земли и планет. М.: Изд. АН СССР, 1962. 132 с.
20. Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. 76. P. 424—428.
21. Bowen N. L. Late stages of the evolution of the igneous rocks // J. Geol. 1915. V. 23. N 1. P. 18—35.
22. Bukowinski M. S. Taking the core temperature // Nature. 1999. N 6752. P. 432—433.
23. Cavosie A. J., Wilde S. A., Liu D. et al. Internal zoning and U-Th-Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of Early Archean to Mesoproterozoic (4348 — 1576 Ma) magmatism // Precambrian Res. 2005. V. 135. P. 251—279.
24. Grossman L. Condensation in the primitive solar nebula // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1972. V. 36. P. 597—617.
25. Harris P. G., Tozer D. C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. P. 1449—1451.
26. Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H₂O, CO₂ and H₂ // J. Petrol. 1975. V. 16. N 3. C. 520—548.
27. O'Neil H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth // Meteoritics. 1990. 25 (4). P. 395.
28. Wyllie P. J., Huang W. L. Influence of mantle CO₂ in the generation of carbonatites and kimberlites. Nature. 1975. V. 275. P. 297—299.

References

1. Andreeva E. D., Basakina V. A., Bogatkov O. A. et al. *Magmatic rocks. Basic rocks*. Moscow: Nauka, 1985, 368 p.
2. Bereskin V. I., Smelov A. P., Zedgenisov A. V. et al. *Geologicheskoe stroenie zentralnoi chasti Aldano-Stanovogo shchita i himicheskie sostavy porod rannego dokembria* (Geology of central part of Aldan-Stanovoi shield and chemical composition of rocks Early Precambrian). Novosibirsk: Pub. SO RAN, 2019, 459 p.
3. Bogatkov O. A., Bogdanov C. V., Borsuk A. M. et al. *Magmatic rocks. Acid and medium rocks*. Moscow: Nauka, 1987, 374 p.
4. Bogatkov O. A., Bogdanov C. V., Borsuk A. M. et al. *Magmatic rocks. Evolutsiya magmatizma v istorii*

Zemli (Magmatic rocks. Evolution of magmatism in the Earth history). Moscow: Nauka, 1987, 439 p.

5. Bogatkov O. A., Vasiliev Yu. R., Dmitriev Yu. I. et al. *Magmaticheskie gornye porody. Ultraosnovnye porody* (Magmatic rocks. Ultrabasic rocks). Moscow: Nauka, 1988, 508 p.

6. Green D. X. *Sostav bazal'tovih magm kak kriterii uslovii ih vozniknoveniya pri vulkanizme* (Composition of basaltic magmas as criterion of genesis during volcanicity). Petrology of igneous and metamorphic rocks of oceans. Moscow: Mir, 1973, pp. 242—261.

7. Green D. X., Ringwood A. E. *Proishozhdenie isvestkovo-chelochnyh magmaticheskikh porod* (Genesis of calcareo-alkaline magmatic rocks). Petrology of upper mantle. Moscow: Mir, 1968, pp. 118—131.

8. Dobretsov N. L. *Osnovy tectoniki i geodinamiki* (Bases of tectonics and geodynamics). Novosibirsk: Pub. NGU, 2011, 492 p.

9. Dodd R. T. *Meteority — petrologiya i geohimija* (Meteorites — petrology and geochemistry). Moscow: Mir, 1986, 382 p.

10. Koronovskii N. V. *Napryazhonnoe sostojanie zemnoi kory* (Stress in the Earth crust). Sorov educational Journal. 1987. N 1, pp. 50—51.

11. Kropotkin P. N. *Snazhenie tektonizheskikh processov dlja obrasovanija kislyh magm* (Significance of tectonic processes for origin of acid magmas). Works of Institute of Geology Sciences. V. 47, Geology, No. 47, pp. 1—51.

12. Ringwood A. E. *Proishozhdenie Zemli i Luni* (Genesis of the Earth and Moon). Moscow: Nedra, 1982, 294 p.

13. Salop L. N. *Geologicheskoe rasvitie Zemli v dokembrii* (Geological evolution of the Earth in Precambrian). Leningrad: Nedra, 1982, 334 p.

14. Smelov A. P., Bereskin V. I., Timofeev V. F. et al. *Geologicheskoe stroenie zapadnoi chasti Aldan-Stanovogo shchita i himicheskie sostavy porod rannego dokembria* (Geology of west part of Aldan-Stanovoi shield and chemical composition of rocks Early Precambrian). Yakutsk: Pub. JaNZ SO RAN, 2009, 168 p.

15. Surkov N. V., Sinchuk N. N. *Ustoichivost glubinnykh paragenesov, processy magmoobrasovanija i proishozhdenie kimberlitov* (Stability of deep parageneses, processes of magma origin and genesis kimberlite). Problems of diamond geology and ways its solution. Voronezh: Pub. VGU, 2001, pp. 101—128.

16. Shkodzinskiy V. S. *Fasovaja evolutsija magm i petrogenesis* (Phase evolution of magmas and petrogenesis). Moscow: Nauka, 1985, 232 p.

17. Shkodzinskiy V. S. *Petrologiya litosfery i kimberlitov (model gorjatcei geterogennoi akkrezii Zemli)* (Petrology of lithospheres and kimberlite (model of hot heterogeneous accretion of the Earth)). Yakutsk: Pub. SVFU, 2014, 452 p.

18. Shkodzinskiy V. S. *Globalnaja petrologiya po sovremennym dannym o gorjatcei geterogennoi akkrezii Zemli* (Global petrology on modern data on hot heterogeneous accretion of the Earth). Yakutsk: Pub. SVFU, 2018, 274 p.

19. Schmidt O. Ju. *Proishozhdenie Zemli i planet* (Genesis of the Earth and planets). Moscow: Pub. AN SSSR, 1962, 132 p.

20. Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite. Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977, 76, pp. 424—428.

21. Bowen N. L. Late stages of the evolution of the igneous rocks. J. Geol. 1915. V. 23. N 1, pp. 18—35.

22. Bukowinskii M. S. Taking the core temperature. Nature, 1999, No. 6752, pp. 432—433.

23. Cavosie A. J., Wilde S. A., Liu D. et al. Internal zoning and U-Th-Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of Early Archean to Mesoproterozoic (4348 — 1576 Ma) magmatism. Precambrian Res., 2005, V. 135, pp. 251—279.

24. Grossman L. Condensation in the primitive solar nebula. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1972, V. 36, pp. 597—617.

25. Harris P. G., Tozer D. C. Fractionation of iron in the Solar system. Nature, 1967, V. 215, pp. 1449—1451.

26. Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H₂O, CO₂ and H₂. J. Petrol. 1975. V. 16. No. 3, pp. 520—548.

27. O'Neil H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth. Meteoritics, 1990, 25 (4), 395 p.

28. Wyllie P. J., Huang W. L. Influence of mantle CO₂ in the generation of carbonatites and kimberlites. Nature, 1975, V. 275, pp. 297—299.

Поступила в редакцию / Received 07.11.2019