



УДК 523.3

СТРОЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ КОНТИНЕНТОВ ПО ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Е.В. Шарков

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Показано, что магматические системы крупных изверженных провинций континентов, развивавшиеся над растекавшимися головными частями мантийных суперплюмов, возникали над подъемами поверхности локальных плюмов. Выделяется три уровня развития промежуточных коровых магматических очагов, связанных системами подводных каналов (даек): (1) самые нижние и, вероятно, самые крупные, располагающиеся на охлажденной кровле плюмов и обеспечивающие явление андерплейнга; (2) среднего уровня, представляющие собой крупные расслоенные интрузивы, и (3) малоглубинные субвулканические камеры (силлы), откуда расплавы поступали на поверхность с образованием лавовых покровов.

Процессы контаминации мантийных магм связываются с плавлением вмещающих пород в кровле магматических очагов преимущественно нижнего уровня. В раннем палеопротерозое это, по-видимому, приводило к их «всплыванию» через базитовую нижнюю кору по принципу зонной плавки, сопровождаясь появлением специфических бонинитоподобных расплавов. Магматические системы, появившиеся после рубежа 2.2-2.0 млрд. лет, формировались уже главным образом в пределах сиалической коры. Здесь ассимиляция вмещающих пород играла подчиненную роль. Предполагается, что такое же строение магматических систем характерно и для других твердых планет земной группы, особенно, Луны, где установлено существование расслоенных интрузивов.

Введение

В настоящее время проблема строения и функционирования магматических систем, включая весь комплекс процессов от момента зарождения первичных магм в мантии до излияния лав на поверхность твердой Земли, остается во многом неясной. Согласно геохимическим и изотопным данным, на этом пути расплавы подвергаются процессам кристаллизационной дифференциации, ассимилируют вещество коры, смешиваются и т.д. Как именно и где именно происходят эти процессы, весьма существенные для корректной интерпретации геохимических данных по магматическим горным породам? Ответы на эти вопросы, очевидно, могут быть получены только путем привлечения геолого-петрологических данных по магматическим системам прошлого.

По-видимому, наиболее просто устроены магматические системы крупных изверженных провинций (КИП) континентов, таких как области рифтогенеза и траппообразования, которые и будут рассмотрены в настоящей работе. Согласно современным представлениям, формирование КИП связано с подъемом мантийных суперплюмов - огромных струй разогретого мантийного вещества, содержа-

щего поровые расплавы и флюиды. Они зарождаются в глубоких недрах Земли и поднимаются до уровня своей плавучести, где их головные части растекаются в литосфере в форме огромного гриба. «шляпка» которого может иметь округлую или вытянутую форму [1].

Судя по геологическим данным, магматическая активность в этих провинциях сосредотачивалась в пределах многочисленных, но самостоятельных магматических систем. Последние, по-видимому, возникали над выступами (протуберанцами) на поверхности растекавшихся головных частей мантийных суперплюмов. Эти протуберанцы, по существу, представляли собой локальные астеносферные плюмы, где вследствие адиабатической декомпрессии и происходило основное плавление мантийного вещества. При этом, как будет показано ниже, поверхности достигала только сравнительно небольшая часть новообразованных магм. Большая же часть этих расплавов, по-видимому, оставалась в толще земной коры в форме промежуточных магматических очагов разной глубинности (интрузивов) и серий подводных каналов (даек).

Особую задачу представляет изучение магматических систем твердых планет земной группы. В настоящее время соответствующие геолого-петро-

логические материалы имеются только по Луне, где были собраны и доставлены на Землю образцы пород и имеются данные дистанционных исследований.

Обсуждению всего этого круга проблем, связанных с особенностями функционирования магматических систем на континентах, и посвящена данная работа. Основное внимание в ней будет уделено процессам, происходящим в промежуточных очагах.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ КОНТИНЕНТОВ

Как было показано ранее [2, 3], характер тектоно-магматических процессов существенно менялся на протяжении геологического развития Земли. При этом наиболее важный перелом имел место на рубеже 2.2-2.0 млрд. лет назад, когда архаичная плюм-тектоника раннего докембрия сменилась на плейт-тектонику, функционирующую и поныне. Параллельно сменился и характер мантийных расплавов крупных изверженных провинций: от специфических для раннего палеопротерозоя магм кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (КВМС) к геохимически обогащенным Fe-Ti пикритами и базальтам, типичным для крупных провинций фанерозоя. Соответственно менялись и строение магматических систем. Поэтому в нижеследующем изложении будут последовательно рассмотрены особенности их строения и функционирования, начиная от фанерозоя и кончая ранним палеопротерозоем. Магматические системы архея ввиду их слабой изученности здесь не рассматриваются.

Магматические системы КИП фанерозоя

Наиболее изученной из кайнозойских КИП является раннетретичная (55-50 млн. лет) Британо-Арктическая провинция, в пределах которой устанавливается наличие трех главных элементов строения магматических систем: (1) мощных, до 3-4 км, наземных базальтовых вулканических покровов и силлов, (2) роев даек и (3) крупных расслоенных интрузивов (Скергаардский, о-вов Рам и Скай и др.) [4-8]. Количественное моделирование фракционирования магм показало, что первичная дифференциация базальтовых магм происходила при давлении около 8 кбар, т.е. на глубинах порядка 25-28 км; местами она сопровождалась дифференциацией на более умеренных глубинах [9]. При этом геохимические и изотопные данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые базальты могли ассимилировать до 15-20% вещества архейских гранито-гнейсов.

Все это, очевидно, указывает на то, что мантийные расплавы в процессе перемещения к поверхности проходили через серию промежуточных очагов, где происходила дифференциация как первичных, так и уже эволюционированных магм, а также частичная ассимиляция вмещающих пород. При затвердевании эти очаги превращались в расслоенные

интрузивы, и в этом качестве они наблюдаются сейчас на уровне эрозионного среза. Эти очаги сообщались между собой системами даек, самые верхние из которых являлись подводящими каналами вулканических извержений.

О более глубоких уровнях кайнозойских систем можно судить только по ксенолитам в базальтах, набор которых отличается удивительным однообразием и практически не зависит от региона [10]. Типичными в этом отношении являются ксенолиты в позднекайнозойских платобазальтах Сирии (северо-восточная периферия Красноморской рифтовой области). Здесь широко представлены ксенолиты верхне-, реже среднекоровых пород, фрагменты кумулатов из промежуточных очагов (обычно различных габброидов, в том числе и оливин-содержащих) и мантийные перидотиты (преимущественно шпинелевые лерцолиты) [11]. Обращает на себя внимание, что ксенолиты нижнекоровых образований, как правило, отсутствуют. Из этого, по-видимому, следует, что кровля мантийных плюмов достигала подошвы сиалической («гранитной») верхней коры, расположенной, согласно геофизическим данным, обычно на глубинах 20-25 км.

Крупные магматические очаги, где происходили процессы первоначальной дифференциации первичных расплавов, по-видимому, возникали непосредственно на охлажденной кровле этих плюмов. Это хорошо согласуется как с приведенными выше данными по Британо-Арктической КИП, так и с нашими оценками глубины очагов, откуда поступали базальты, в Байкальской рифтовой области и территории Сирии [11, 12]. Именно этот процесс формирования глубинных очагов лежит в основе представлений об андерплейтинге, о наращивании снизу коры континентов за счет расплавов, внедрявшихся вдоль границы кора-мантия [13]. На существование здесь менее глубинных промежуточных очагов указывает наличие расслоенных интрузивов, а также фрагментов кумулатов габбрового состава в форме ксенолитов в базальтах. Общая схема строения такой магматической системы показана на рис. 1.

В областях континентального внутриплитного вулканизма во многих случаях наблюдается появление трахитов, комендитов, пантеллеритов и щелочных риолитов, в результате чего магматизм приобретает бимодальный характер. По мнению В.В. Ярмолюка и др. [14], это связано с формированием зон плавления сиалического материала в кровле промежуточных внутрикоровых очагов базальтового расплава. Более подробно этот вопрос будет обсужден ниже.

О веществе плавящихся мантийных субстратов рассмотренных магматических систем, очевидно, можно судить по составу мантийных ксенолитов в базальтах, который варьирует от слабо деплетированных шпинелевых лерцолитов до реститов, представленных истощенными шпинелевыми гарцбургитами и даже дунитами [11].

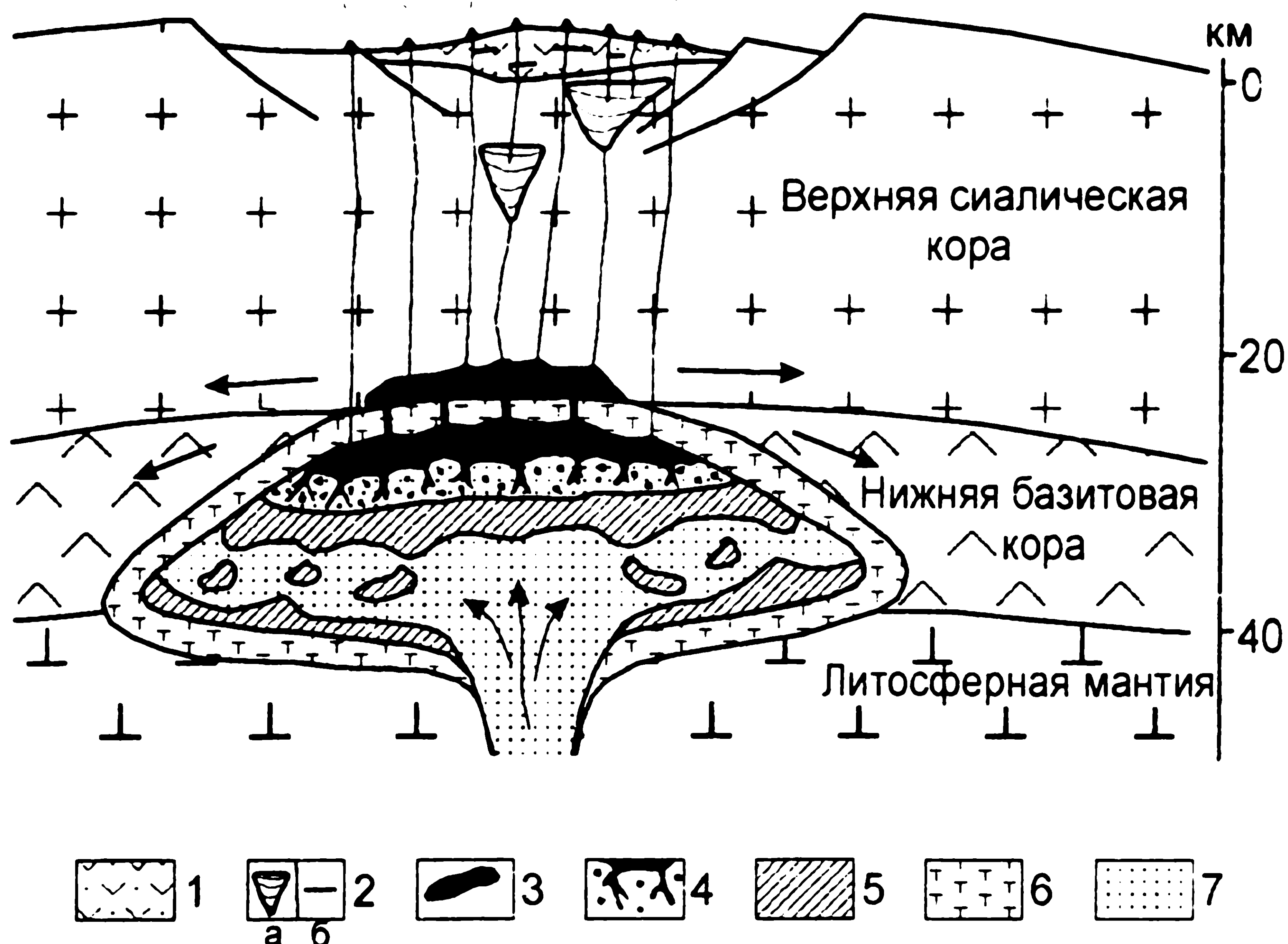


Рис. 1. Принципиальная схема строения континентальных внутриплитных магматических систем кайнозоя

Судя по имеющимся геолого-петрологическим данным, строение магматических систем крупных изверженных провинций фанерозоя и позднего докембрия существенно не отличалось от охарактеризованных выше, и поэтому здесь специально не рассматривается.

Особенности строения магматических систем КИП мезопротерозоя (на примере анортозит-рапакивигранитных комплексов)

Для магматических процессов позднего палеопротерозоя-мезопротерозоя (1.75-1.5 млрд. лет назад) характерно широкое развитие крупных изверженных провинций, образованных интрузивными анортозит-рапакивигранитными комплексами (АРГК) [2]. Одна из таких провинций расположена в западной части Восточно-Европейского кратона. Плутоны АРГК образуют здесь пояс длиной около 2000 км и шириной около 1000 км. Он расположен в пределах кратонизированной коры Svecofennского орогена, который возник на месте закрывшегося около 1.9 млрд. лет назад одноименного океана. Плутоны имеют интрузивные контакты с вмещающими палеопротерозойскими и архейскими метаморфическими породами, но сами не подвергаются метаморфизму.

Особенностью коры Svecofennского орогена является часто необычно большая ее мощность, достигающая сейчас местами 55-60 км, где на долю базитовой нижней коры приходится только 25-30 км [15]. Учитывая уровень современного эрозионного среза территории, общая мощность коры данного

орогена первоначально могла достигать 70-80 км, причем на долю верхней, сиалической коры приходилось порядка 45-50 км [16]. Из этого следует, что внедрение и становление АРГК происходило в условиях аномально мощной сиалической коры. Геология и петрология подобных комплексов были рассмотрены в упомянутой публикации, и здесь мы остановимся только на общей характеристике этих своеобразных магматических систем.

Строение АРГК. Огромные, площадью до десятков тысяч квадратных километров анортозит-рапакивигранитные плутоны имеют очень сложное многофазное строение. Взаимоотношения основных и кислых пород здесь неоднозначны: чаще всего граниты секут анортозиты, но иногда наблюдаются и постепенные переходы между ними через промежуточные породы: монцониты, кварцевые монцониты и кварцевые диориты. Такие породы имеют ограниченное развитие, и АРГК являются по существу бимодальными образованиями с преобладанием гранитов рапакиви. Последние по своим геохимическим особенностям являются типичными калиевыми А-гранитами.

Одновременно с формированием АРГК происходило внедрение роев даек Fe-Ti диабазов и кварцевых порфиров, иногда образующих комбинированные дайки, внешние части которых образованы диабазами, а внутренние - микрогранитами. При этом в пределах самих комплексов диабазы во многих случаях выступают как внутриинтрузивные внедрения - они могут интродировать в рапакиви и, в свою очередь, пересекаться гранитами. Базальтовые расплавы нередко внедрялись и непосредственно в

интрузивные камеры с еще жидкой низкотемпературной гранитной магмой, приводя к явлению минглинга («смешивания»), своеобразных застывших «фонтанов» основных пород среди кислых.

Как следует из геохимических и изотопных данных, родоначальные магмы АРГК формировались за счет как мантийных, так и коровых субстратов [16]. С таких позиций значительный интерес представляет тот факт, что согласно геофизическим данным, АРГК представляют собой верхние части сложных транскоровых систем, формировавшихся над локальными выступами мантии, которые возвышаются на 10-20 км над уровнем границы Мохо в прилегающей территории [17, 18]. Эти системы образованы сейчас чередованием мощных субгоризонтальных слоев гранитов и базитов (преимущественно анортозитов). Базиты, по-видимому, первоначально представляли собой серию крупных силлоподобных тел базальтового расплава (наиболее вероятно - Fe-Ti базальтов, аналогичных веществу даек), расположенных на разных глубинах в толще верхней сиалической коры, над которыми развивались зоны плавления корового материала.

Упомянутые выше подъемы мантии, очевидно, представляли собой локальные астеносферные плюмы на поверхности суперплюма. Как и в магматических системах кайнозоя, головные части этих плюмов в значительной мере пересекали базитовую нижнюю кору, благодаря чему сами системы развивались уже в пределах аномально мощной сиалической коры, что, очевидно, и обеспечивало преобладание в АРГК гранитов. Согласно изотопно-геохронологическим данным, развитие этих комплексов происходило на протяжении 25-30 млн. лет [19, 20].

Формирование АРГК. Хупперт и Спаркс [21] показали, что на начальных стадиях плавления вдоль границы базальтового расплава с сиалической кровлей должны возникать конвективные токи, связанные с погружением относительно холодного частично резорбированного корового материала (рис. 2а). Этот материал растворялся в горячем базальтовом расплаве, приводя к его обогащению главными компонентами сиалической коры - SiO_2 и Al_2O_3 . В результате базальтовый расплав в такой камере приобретал состав, промежуточный между внутриплитными Fe-Ti базальтами и островодужными толеитами. Очевидно, это и определяется преимущественное развитие плагиоклазовых кумулатов в породах базитовых частей АРГК и преобладание среди пироксенов низкокальциевых разновидностей, не типичных для внутриплитных образований.

Состав и температура расплавов в базальтовых камерах выравнивались конвекцией. Однако когда в процессе дальнейшего прогрева кровли в верхних частях очагов возникали мощные слои легкого гранитного расплава, он уже в конвекцию вовлекаться не мог. Благодаря этому в очаге должны были появиться два слоя расплава - базитового вни-

зу и гранитного наверху. При этом мощность новообразованных слоев кислого расплава могла превосходить мощность базальтовых силлов в два раза [21]. С этого конкретного момента развитие верхней и нижней частей магматической камеры, содержащей как гранитный, так и базальтовый расплав соответственно, должно было происходить независимо друг от друга (рис. 2б). Поскольку высокотемпературный базальтовый расплав затвердевал в первую очередь, подогреваемый снизу мощный слой легкого кислого расплава должен был оставаться в жидком состоянии еще длительное время, практически не смешиваясь с базальтовым.

Затвердевание нижней (базитовой) части магматической камеры, как и всех крупных интрузивов, вследствие разницы в величинах адиабатического градиента и градиента температуры точки плавления, должно было происходить снизу вверх, от подошвы к кровле, приводя к накоплению низкотемпературных компонентов в верхней части кристаллизующегося базитового слоя [22]. С этим согласуется наличие кумулятивных структур в породах, присутствие зон ритмичной расслоенности и закономерное строение анортозитовых «блоков» во многих АРГК с переходом от габбронорит-анортозитов через нориты и габбронориты к монцитам вверх по разрезу. Последние характеризуются высокими содержаниями титаномагнетита, ильменита и апатита и, по-видимому, были финальными продуктами кристаллизации контаминированного базальтового расплава.

Затвердевание вышележащего слоя кислого расплава могло начаться только после затвердевания подстилающего слоя базитового расплава и также происходило снизу вверх. Судя по наиболее сохранившимся разрезам в таких интрузивах как Салминский (Карелия) и Коростеньский (Украина), наиболее высокотемпературными породами при кристаллизации гранитного расплава являлись кварцевые монциты и кварцевые диориты, затем - мелко- и редкоовоидные рапакиви и уж потом - грубозернистые розовые овоидные рапакиви, которые обычно образуют главный объем комплексов. Завершалась кристаллизация горизонта кислого расплава формированием равномернозернистых розовых гранитов и Li-F гранитов [16].

Предполагаемый разрез интрузива, возникшего при затвердевании такой двухслойной магматической камеры, приведен на рис. 2 в, а схема общего строения магматической системы - на рис. 3.

По-видимому, такие мощные транскоровые системы не могли возникнуть одномоментно. Явления минглинга указывают на то, что во время существования слоя гранитного расплава действительно имели место внедрения базальтовой магмы, но они не могли проникнуть через него из-за невозможности существования в таких условиях устойчивых магмопроводящих каналов. Базальты могли беспрепятственно образовать новое силлообразное тело на

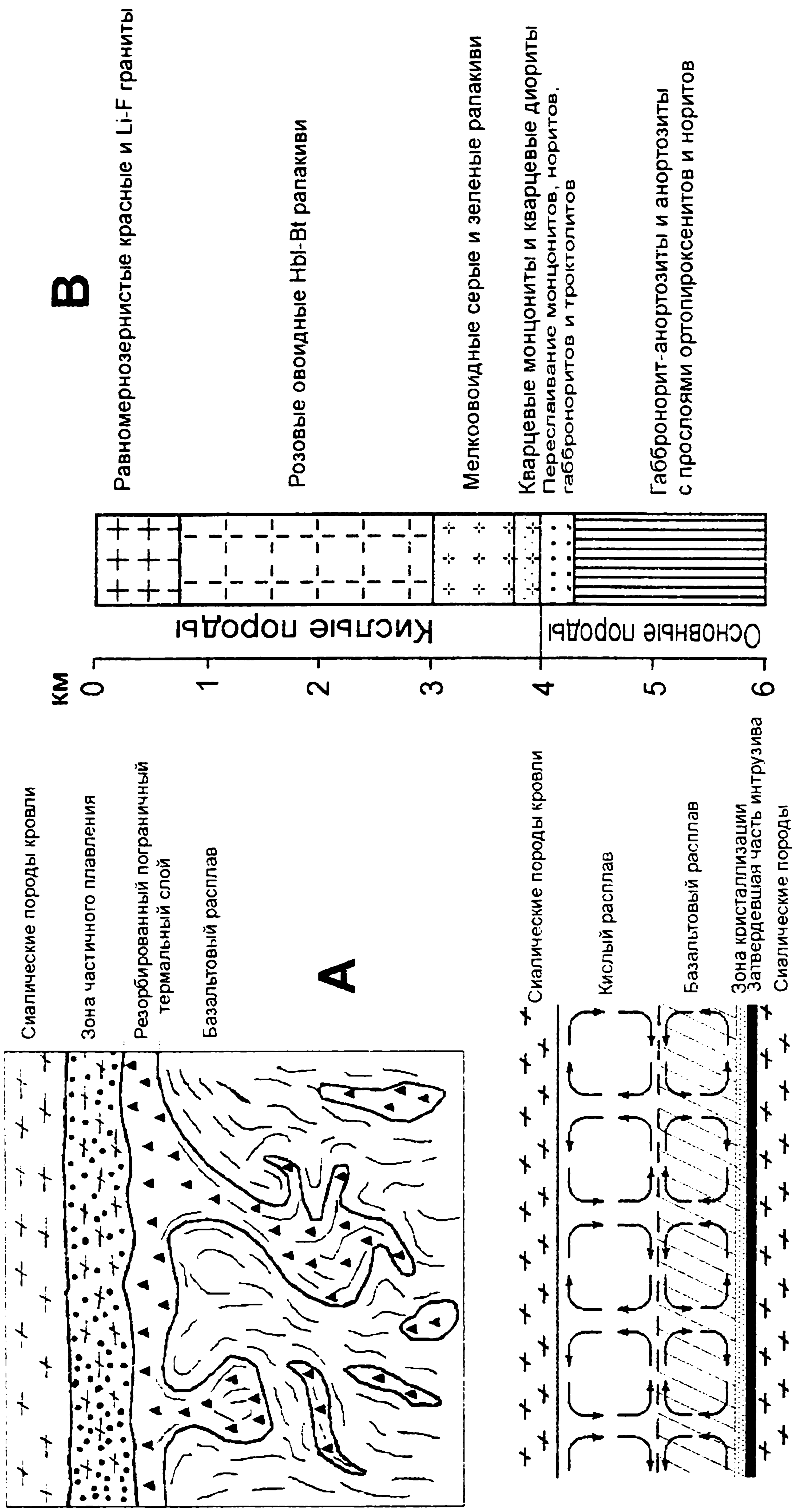


Рис. 2. Схемы, иллюстрирующие процессы в кровле мощного базального силла и строение итогового тела: а - начальные стадии процесса; б - развитые стадии процесса (по [20], модифицирована автором); в - строение итогового тела в магматической системе АРГК

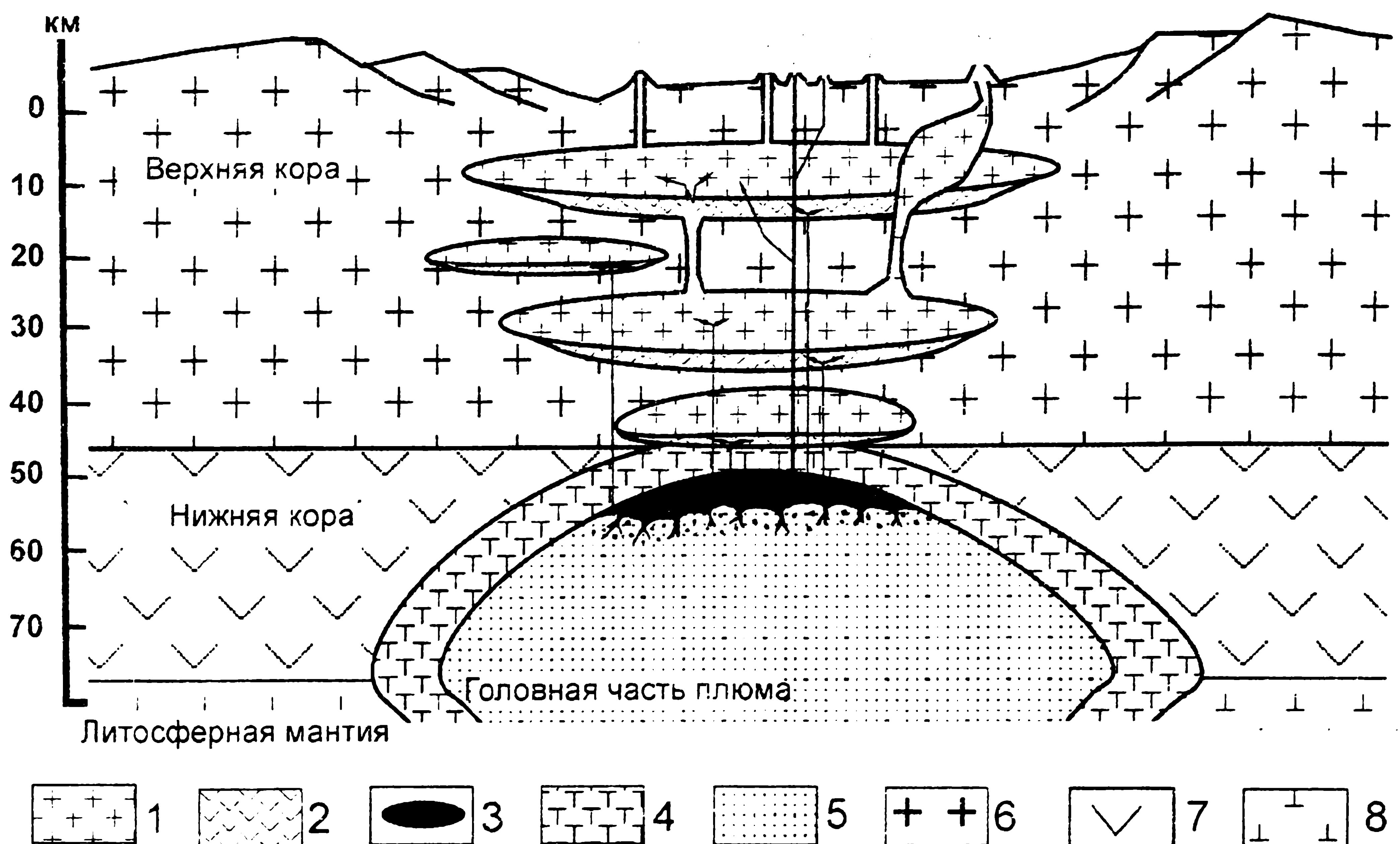


Рис. 3. Принципиальная схема строения транскоровой магматической системы, возникшей над локальным плюмом в условиях аномально мощной коры при формировании анортозит-рапакиви-гранитных комплексов: 1 - гранитный расплав и продукты его затвердевания; 2 - базитовый расплав и продукты его затвердевания; 3 - область мантийного магнеобразования; 4-5 - головная часть плюма: 4 - его охлажденная краевая зона, 5 - внутренняя часть плюма; 6 - древняя сиалическая кора; 7 - древняя нижняя базитовая кора; 8 - древняя литосферная мантия

более высоком уровне только после полного затвердевания нижележащей камеры. Следы таких магмоподводящих каналов сохранились в виде внутриинтрузивных даек диабазов.

С другой стороны, совершенно необязательно, чтобы на одном уровне существовало только одно тело базитового расплава – их могло быть несколько, что оставляло возможность проникновения расплава вверх между затвердевающими интрузивами и образованию сосуществующей магматической камеры на более высоком уровне.

Очевидно, что длительное сосуществование промежуточных камер разной глубинности над активным источником энергии и вещества, не могло быть гравитационно-устойчивым, особенно если формировались крупные объемы легкого гранитного расплава. Последние должны были периодически перемещаться на более высокие уровни в качестве новых интрузивных фаз, существенно меняя строение системы (см. рис. 4). Соответственно, в процессе эволюции такой системы сохранялись только фрагменты: указанной выше последовательности.

По-видимому, появление комбинированных даек, о которых упоминалось выше, также было связано с сосуществованием базальтовых и гранитных расплавов в данной магматической системе: в условиях растяжения в трещины, заполненные еще не окончательно затвердевшими базальтами, происходило внедрение кислого расплава.

Происхождение овоидных структур. Рассмотренный механизм формирования АРГК мог быть главной причиной образования специфических овоидных структур гранитов рапакиви. Овоиды представляют собой обычно крупные кристаллы ортоклаза округлой формы с концентрически-зональным строением, нередко окруженные олигоклазовой каймой. Происхождение овоидов до сих пор остается неясным из-за их округлой формы, не свойственной для минералов, выделявшихся из магматических расплавов. Для объяснения этого феномена было предложено много разнообразных гипотез, включая резорбцию кристаллов, смешение магм, кристаллизацию из высокоплотной жидкости, адиабатическую декомпрессию мегакрист-содержащей горячей и сухой гранитной магмы А-типа (к которым принадлежат рапакиви) и т.д. Однако остается неясным, как действуют эти механизмы в условиях реальной магматической камеры.

Вероятно, главной причиной появления овоидов был специфический характер процессов затвердевания богатого калием кислого расплава в условиях нагретого дна (что должно было приводить к преобладанию восходящих конвективных течений в интрузивной камере) и физические свойства ортоклаза. В таких условиях выделявшиеся первыми легкие ($\sim 2.57 \text{ г/см}^3$) кристаллы ортоклаза, близкие по плотности к гранитному расплаву, могли сразу же вовлекаться в восходящие токи, частично раство-

ряться в горячей магме внутренних частей камеры (начиная с ребер кристаллов, что и должно было приводить к их округлой форме). Попадая в нисходящие токи, они начинали тонуть, возобновляя свой рост, снова вовлекаться в восходящие течения, снова растворяться и так далее. По-видимому, именно благодаря преобладанию здесь восходящих конвекционных токов, такой процесс кристаллизации-растворения мог повторяться много раз, приводя к появлению крупных овальных концентрически-зональных кристаллов. Детальное изучение некоторых овоидов калиевого полевого шпата действительно показало, что их внутренние части кристаллизовались при более высоком давлении, чем внешние [23], что согласуется с предложенной моделью. Параллельно у дна интрузивной камеры шел процесс направленного затвердевания: снизу вверх перемещалась зона кристаллизации, где формировалась кумулятивная структура пород, образованная субидноморфными кристаллами кварца, ортоклаза, плагиоклаза и зеленой роговой обманки. Овоиды в конечном счете оседали на дно камеры, попадая в зону кристаллизации уже в качестве инородных тел и формируя специфическую структуру рапакиви.

Происхождение олигоклазовых кайм вокруг овоидов, вероятно, было вызвано повышением парциального давления воды в эволюционированной гранитной жидкости зоны кристаллизации. Это приводило к появлению поля несмесимости в системе $Or-Ab-An-Qtz$ и замещению с краев овоидов калиевого полевого шпата плагиоклазом [24].

Очевидно, такой механизм мог быть наиболее эффективным на средних стадиях затвердевания тел гранитного расплава, уже после формирования кварцевых монзонитов и диоритов, когда расплав в интрузивной камере в результате кристаллизационной дифференциации обогатился калием в мере, достаточной для выделения ортоклаза в качестве ликвидусной фазы. На первых порах процесс имел ограниченные масштабы и формировались мелко- и редкоовоидные рапакиви. Однако в дальнейшем, при возрастании содержания калия в расплаве, процесс образования овоидов приобретал массовый характер, приводя к формированию мощной зоны овоидных гранитов. На конечных стадиях затвердевания магматической камеры, по исчерпанию избытка калия, из расплава будет выделяться эвтектическая ассоциация минералов (кварц, плагиоклаз и К-полевой шпат), формируя равномернозернистые биотитовые граниты.

Калиевый состав гранитов. Одной из проблем, связанной с анортозит-рапакивигранитными комплексами является калиевый состав гранитов. Это тем более странно, что древняя сиалическая кора, за счет которой они произошли, имеет существенно плагиогранитный состав. По-видимому, важную роль в возникновении такой специфики играли процессы диффузионного массообмена щелочами между сосуществующими слоями базитового и гра-

нитного расплава. В таких случаях, согласно экспериментальным данным, устанавливается интенсивная миграция калия из базитового расплава в гранитный, а натрия - в обратном направлении [25, 26], что, очевидно, и обеспечивало такой состав гранитов.

Как уже указывалось, кислые вулканиты областей внутриплитного вулканизма кайнозоя - трахиты, комендиты, пантеллериты и щелочные риолиты - также имеют существенно калиевый состав. Это позволяет думать, что и здесь работал тот же механизм, но в заметно более скромных масштабах.

Магматические системы раннего палеопротерозоя (на примере Балтийской изверженной провинции кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии)

Крупная раннепалеопротерозойская (2.5-2.35 млрд. лет назад) магматическая провинция кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии (КВМС) расположена в восточной части Балтийского щита, занимая площадь около 1 млн. км² [27]. В отличие от большинства КИП фанерозоя, образованных преимущественно толеитовыми базальтами, здесь развиты типичные для того времени магматические породы, аналогичные по составу, но не геологическому положению надсубдукционным островодужным бонинитовым комплексам. Сходная магматическая провинция развивалась на рубеже около 2.1 млрд. лет на территории нынешнего Воронежского кристаллического массива [28], т.е. подобный тип активности местами сохранялся в течение всего раннего палеопротерозоя.

Характер тектонических процессов тогда также существенно отличался от фанерозойского. Главными структурными провинциями тогда являлись крупные стабильные кратоны, развивавшиеся в режиме растяжения, и разделяющие их гранулитовые пояса, развивавшиеся в режиме сжатия. Между ними располагались промежуточные подвижные зоны, представлявшие собой области полого тектонического течения корового материала от кратонов в сторону гранулитовых поясов [3]. На кратонах образования КВМС были представлены лавовыми покровами и силлами в рифтогенных структурах, роями даек и крупными расслоенными интрузивами основных и ультраосновных пород. Последние обычно выведены на поверхность в поднятых плечах грабенообразных рифтовых структур.

В пределах промежуточных подвижных зон, расположенных между кратонами и гранулитовыми поясами, образования КВМС представлены множеством мелких синкинематических бескорневых интрузивных тел основных и ультраосновных пород, наиболее изученным примером которых является друзитовый комплекс Беломорья [29]. Эти тела сложены теми же породами, что и крупные расслоенные интрузивы соседних кратонов, но в отличие от

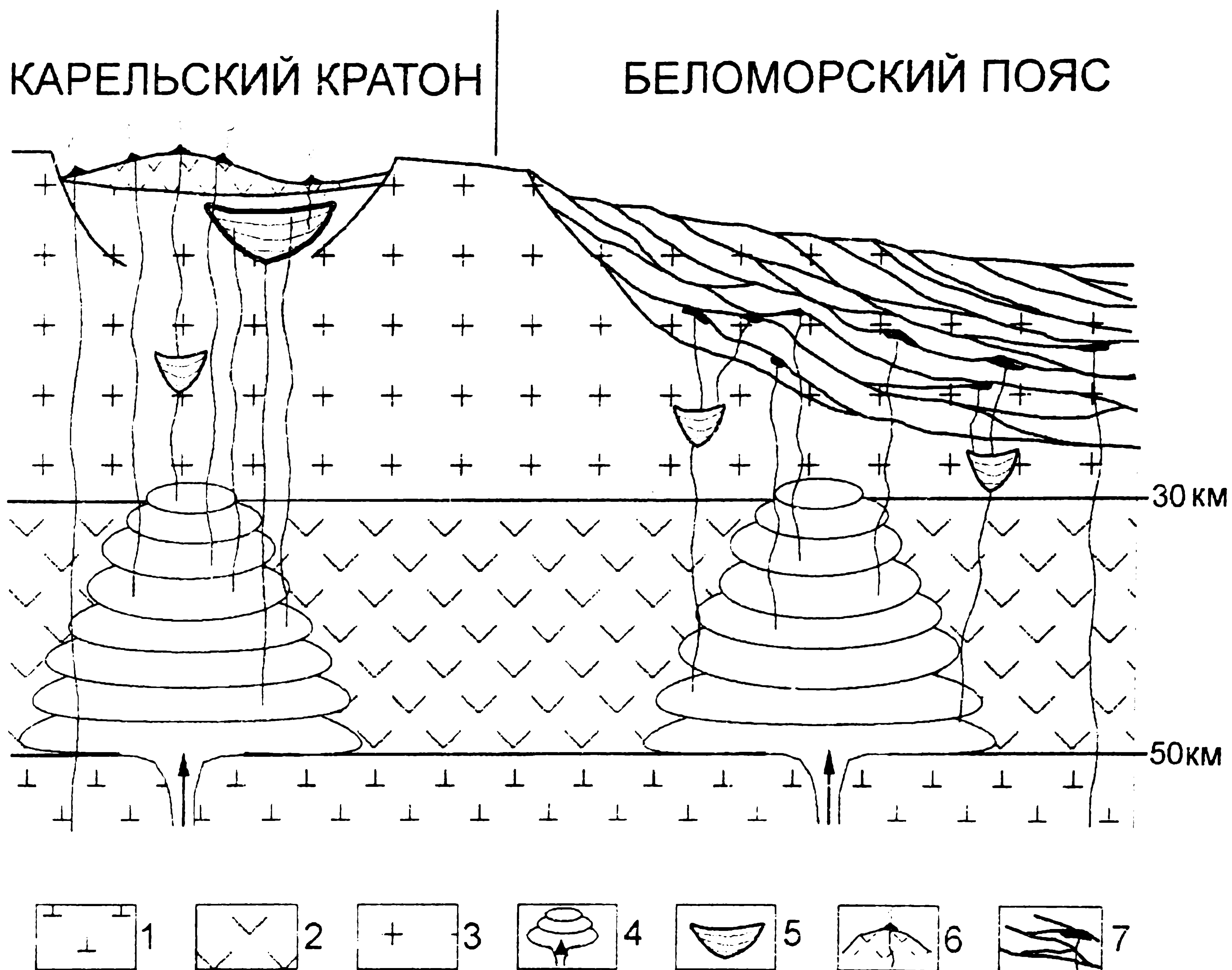


Рис. 4. Принципиальная схема строения раннепалеопротерозойских магматических систем Балтийского щита в разной тектонической обстановке

них, здесь главные разновидности пород часто образуют самостоятельные тела с соответствующим составом зон закалок.

Обращает на себя внимание, что крупные расслоенные интрузивы кратонов обычно расположены в связи мощными вулканическими покровами, образовавшимися за счет тех же материнских расплавов. Судя по нарушениям кумулятивной стратиграфии (неожиданному появлению высокотемпературных кумулятов среди более низкотемпературных), явлениям мезо- и макроритмичности, наличию внутриинтрузивных даек и т.д., эти плутоны формировались за счет периодического поступления новых порций свежего расплава в затвердевающие интрузивные камеры. По-видимому, они являлись промежуточными магматическими очагами, где аккумуляровались и дифференцировались поступающие снизу расплавы, прежде чем достичь поверхности (рис. 4). Наиболее крупные расслоенные комплексы часто образованы двумя и более самостоятельными интрузивами, как, например, Бураковский и Мончегорский. Формирование таких магматических центров могло длиться порядка 50 млн. лет [30, 31].

В пределах промежуточных подвижных зон, например, Беломорской, ситуация была другой. Сходство пород друзитового комплекса с породами расслоенных интрузивов, очевидно, свидетельствует и о сходстве их магногенерирующих систем, однако

формирование самих интрузивных тел в толще земной коры происходило по-разному. В отличие от кратонов, поступающие снизу порции расплавов здесь попадали в мобильную среду, где их локализация определялась неоднородностями (складки, срывы, местные зоны растяжения и т.д.), возникавшими в процессе тектонического течения вмещающих пород (см. рис. 4). Эти камеры, располагаясь в зоне тектонического течения, должны были постоянно смещаться в пространстве, препятствуя накоплению расплавов в одном месте и образованию крупных интрузивных тел. В результате возникал диспергированный тип магматизма, образованный различными по составу слабо дифференцированными многочисленными мелкими бескорневыми телами. Для них устанавливается хорошо проявленная тенденция к формированию тел вдоль направлений, совпадавших с ориентировкой главных полей напряжений каждого эпизода развития Беломорского подвижного пояса [29].

Каково было строение самих магногенерирующих областей КВМС? По своим петрологическим, геохимическим и изотопно-геохимическим особенностям эти расплавы имеют смешанное происхождение, и в их образовании принимали участие как вещество сильно деплетированной ультраосновной мантии, так и базитовый материал нижней коры. По-видимому, формирование подобных магм было

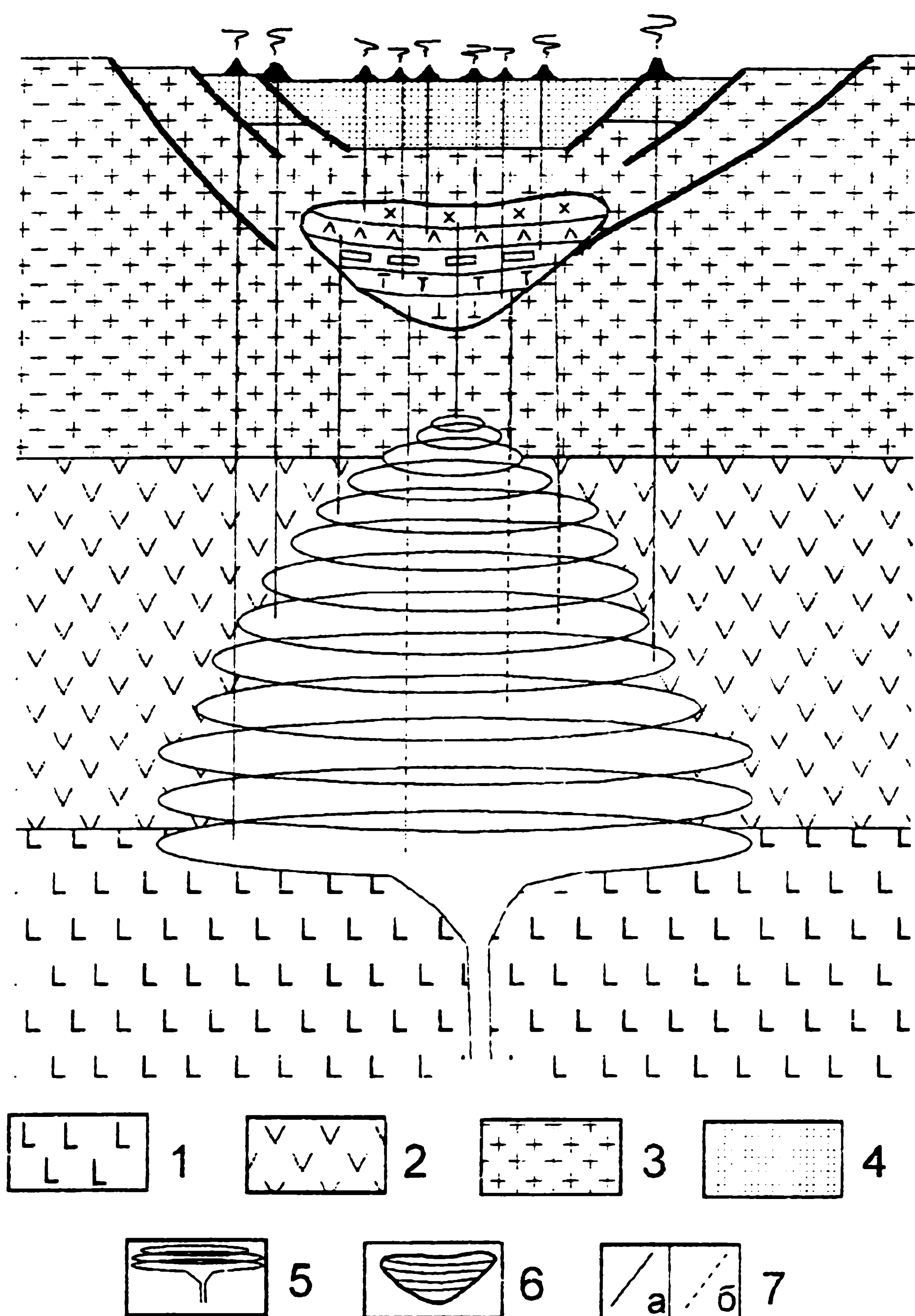


Рис. 5. Предполагаемый механизм формирования расплавов кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серни

связано с крупномасштабной контаминацией высокотемпературных (порядка 1600-1700°C [32]) мантийных расплавов коровым материалом. Такая ассимиляция, по-видимому, осуществлялась при «всплывании» магматических очагов через толщу коры к поверхности по принципу зонной плавки [27], т.е. путем плавления существенно более низкотемпературной кровли и одновременной кристаллизации у дна (рис. 5). В отличие от рассмотренной выше ситуации, здесь плавлению подвергались нижнекоровые породы кровли очагов. Возникавшие при этом базитовые расплавы, в отличие от легких гранитных, уже могли вовлекаться в конвекцию, не создавая самостоятельного горизонта и обеспечивая «всплывание» магматического очага.

Подъем очагов, по-видимому, прекращался по достижению ими сиалической верхней коры, где в их верхних частях начинали формироваться горизонты легкой гранитной магмы и механизм зонной плавки переставал действовать (см. выше). О таком повороте событий может свидетельствовать обильный гранитный существенно калиевый магматизм, возникавший на поздних стадиях формирования

раннепалеопротерозойских комплексов. Наиболее известные примеры - «красные граниты», прорывающие и перекрывающие образования Бушвельдского расслоенного комплекса, ЮАР [4], калиевые сумийские (раннепалеопротерозойские) граниты Карелии, секущие расслоенные интрузивы или располагающиеся в непосредственной близости от них, и «красные граниты», секущие образования друзитового комплекса Беломорья.

Судя по неожиданному появлению в расслоенных интрузивах прослоев высокотемпературных кумулатов среди низкотемпературных, эти очаги периодически подпитывались горячими мантийными расплавами, что определяло длительность их существования. В случаях, когда такая подпитка прекращалась, система довольно быстро вырождалась.

Из всего этого, по-видимому, следует, что в случае раннепалеопротерозойских магматических систем КВМС, явления андерплейтинга имели очень своеобразный характер, представляя собой обширную область взаимодействия высокотемпературных мантийных магм с нижней корой. Формировавшиеся при этом расплавы, согласно предложенному механизму, частично затвердевали практически на месте своего происхождения, образуя новую нижнюю кору. Это хорошо видно на примере Карело-Кольского региона, где на основе петрологических, изотопно-

геохимических и изотопно-геохронологических исследований ксенолитов нижнекоровых гранатовых гранулитов и эклогитов в девонских трубках взрыва показано, что они произошли за счет аналогичных раннепалеопротерозойских расплавов КВМС [33].

О веществе мантийных источников раннепалеопротерозойских магм Балтийской КИП можно судить только по петрологическим и геохимическим данным, свидетельствующим об их происхождении за счет плавления высокодеплетированных ультраосновных субстратов типа гранатовых гарцбургитов. Подобные образования наблюдаются в виде мантийных ксенолитов в алмазносных трубках Архангельской кимберлитовой провинции [35] и района г. Куопио в Центральной Финляндии [36].

МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЛУНЫ

Как известно, главными морфоструктурами Луны являются древние *материк* (highlands) и новообразованные впадины *морей* (maria), дно которых залито базальтами. Развитые на Луне магматические образования наиболее близки к породам, ти-

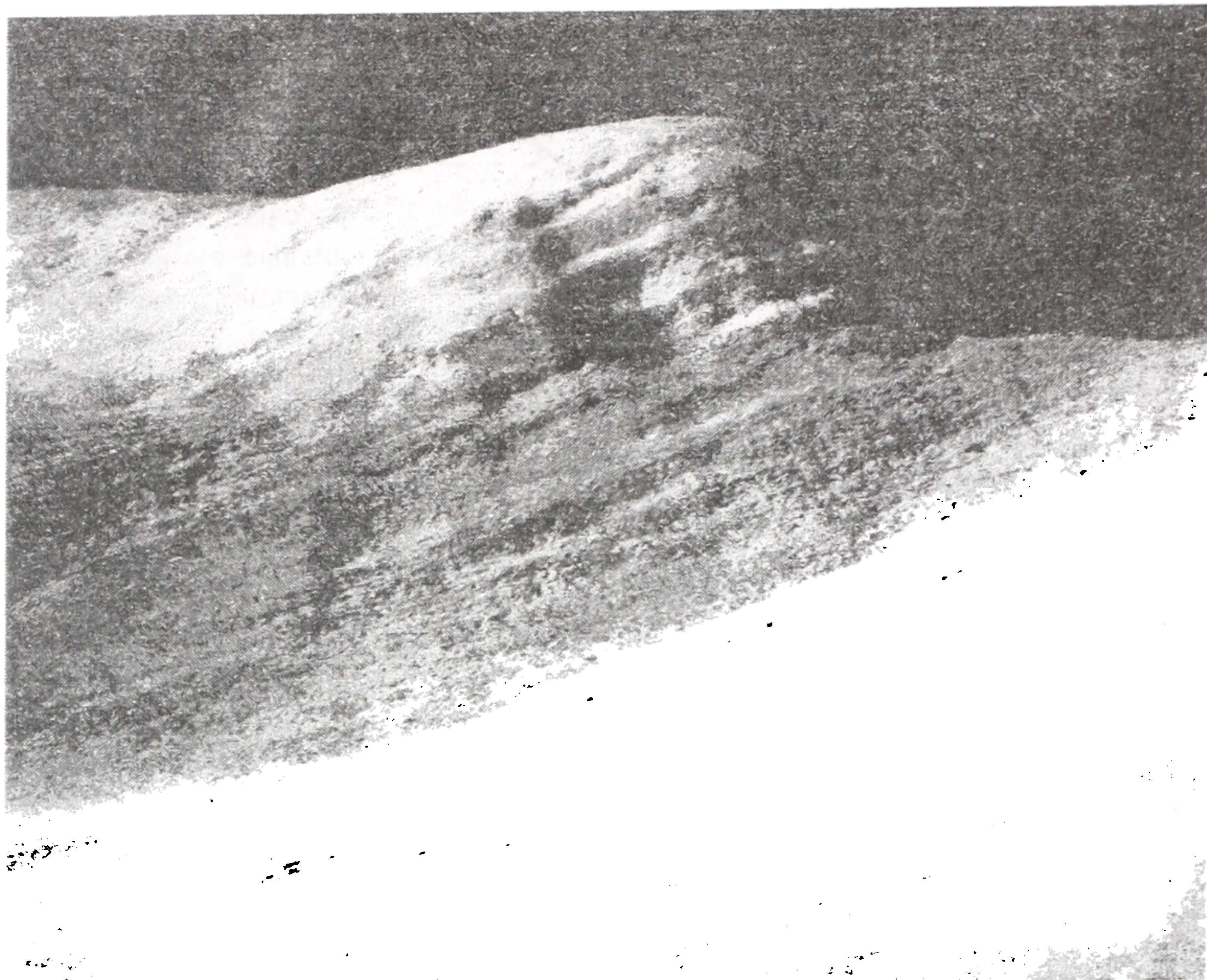


Рис. 6. Луна. Ритмичная расслоенность в блоке интрузивных пород из средней-нижней коры, выведенном на поверхность в пределах краевого вала между *морями* Дождей и Ясности (хребет Сильвер Спур [Silver Spur]), район посадки Аполлона-15. На снимке видно, что верхняя и нижняя части обнажения разделены пологим надвигом, по которому блок ритмично-расслоенных пород надвинут на более массивные породы. Высота обрыва около 600 м. Телефото (заимствовано у [48])

пичным для палеопротерозоя Земли - здесь отсутствуют как аналоги архейских образований Земли, так и субдукционных обстановок фанерозоя [37]. Магматизм *материки* представлен образованиями магнезиальной серии с возрастом 4.45-4.0 млрд. лет, интрузирующими ее первичную анортозитовую кору [38]. К ним относятся вулканиты (низко-Тi пикробазальты, оливиновые и глиноземистые базальты) и их интрузивные аналоги, близкие к кумулатам раннепалеопротерозойских расслоенных интрузивов Земли (дуниты, гарцбургиты, пироксениты, троктолиты, нориты, габбронориты и анортозиты, более магнезиальные по сравнению с первично-коровыми). По-видимому, они также входили в состав расслоенных интрузивов, формировавшихся в лунной коре и выведенных на поверхность в пределах краевых поднятий (*гор*) вокруг *морей* в форме тектонических пластин (рис. 6).

По своим петрологическим и геохимическим и особенностям образования магнезиальной серии Луны близки к породам земной КВМС [37]. Предполагается, что формирование расплавов этой серии было связано с ассимиляцией пород древней габбро-анортозитовой коры поднимающимися сквозь нее высокотемпературными мантийными расплавами [38], т.е. как и в случае Земли, ассимилировался существенно базитовый материал.

Лунные *морья*, развивавшиеся в период от 3.9 до 3.0 млрд. лет назад, по своему строению (крупные депрессии с сильно утоненной корой и интен-

сивным базальтовым магматизмом) больше всего напоминают океанские сегменты Земли или трапповые провинции. Судя по имеющимся данным, формирование *морей* было связано с подъемом мантийных плюмов, а скопления плотных масс под ними (*масконов*), очевидно, представляют собой затвердевшие растекшиеся головные части этих плюмов [37]. Вероятно, строение магматических систем *морей* Луны было близким к системам земных трапповых провинций.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как следует из приведенных материалов, магматические системы земных КИП, независимо от своего состава, имеют много общего в своем строении. Они возникали над локальными поднятиями (протуберанцами) на кровле растекавшихся головных частей мантийных суперплюмов, где и происходило основное плавление вещества. Главными элементами строения этих систем являлись: (1) области мантийной генерации магм, (2) серия промежуточных внутрикоровых магматических очагов разной глубинности, где происходило накопление магм, их кристаллизационная дифференциация, смешение расплавов, процессы ассимиляции вмещающих пород и т.д., и (3) лавовые плато на поверхности и субвулканические тела, образованные уже за счет в разной степени эволюционированных

расплавов. Наибольший интерес здесь представляют процессы, происходившие в промежуточных очагах.

Формирование промежуточных очагов

Промежуточные очаги играют важнейшую роль в трансформации первичных мантийных выделок, поскольку именно от них зависит состав поступающих на поверхность расплавов. Устанавливается по крайней мере три уровня развития таких очагов. Первый, наиболее глубинный, формировался на границе кора-мантия (на охлажденной кровле плюма); процессы этого уровня известны как андерплейтинг. Второй уровень характеризуется развитием крупных расслоенных интрузивов, и третий, малоглубинный, представлен субвулканическими силами, расположенными непосредственно под вулканическими покровами и/или в их нижних частях.

Само развитие магматических систем, очевидно, было связано с тем, что над растекающимися головными частями мантийных плюмов возникают области растяжения, сопровождаемые появлением разрывов сплошности, по которым могли распространяться новообразованные расплавы. Главной движущей силой при этом служит избыточное давление расплава, возникающее вследствие объемного эффекта плавления и разности плотностей жидкой и твердой фаз. Если, например, расплав, образованный на глубине A , заполняет вертикальный канал высотой h_2 , верхняя кромка которого находится на глубине h_1 от поверхности, а плотность расплава (ρ_2) меньше плотности (ρ_1), то на уровне A избыточное давление равно $\Delta P = P_1 - P_2 = \rho_1 g (h_1 - h_2) - (\rho_1 g h_1 + \rho_2 g h_2) = (\rho_1 - \rho_2) g h_2$ [39]. Чем больше вертикальная протяженность столба расплава, тем больше избыточное давление жидкой фазы. Следовательно, отделение магматической жидкости и ее подъем являются саморазвивающимися процессами, которые происходят с ускорением. Избыточное давление расплава способствует раскрытию дополнительных трещин, что значительно ускоряет процессы формирования магматической системы. Сами трещины, заполненные расплавом, при затвердевании превращаются в дайки.

Магмы при быстром подъеме практически не успевают охладиться за счет теплообмена с боковыми породами. Снижение температуры связано лишь с адиабатическим расширением, которое приводит к охлаждению на $0.3-0.6^\circ\text{C}/\text{км}$ [39]. В таких условиях глубина, до которой может подняться магма, определяется не остыванием расплава, а другими факторами, среди которых главными являются производительность источника, соотношения плотностей жидких и твердых фаз и степень перегрева расплава относительно температуры солидуса. Если количество возникающего расплава мало, его может просто не хватить для заполнения каналов протяженностью в десятки километров, что является нормой для мантийных расплавов, формирующихся под континен-

тальной корой. В этом случае магмы могут достичь поверхности только через систему промежуточных очагов, где происходит периодическое накопление расплавов, обеспечивающее возможность их дальнейшего продвижения вверх.

Таким образом, в идеальных случаях, когда разрывы сплошности достигали поверхности Земли, а объем новообразованного расплава в мантийном очаге был достаточен для заполнения подводящего канала на всю его длину, первичные мантийные выделки могли излиться на поверхность, о чем свидетельствует факт наличия коматитовых и пикритовых лав. Однако, судя по строению лавовых покровов, образованных преимущественно за счет уже эволюционированных расплавов, это происходит редко, и реально наиболее распространен многоступенчатый подъем. Само формирование промежуточных очагов, по-видимому, связано с развитием в коре, особенно верхней, различных неоднородностей (складчатых деформаций, поверхностей пологих тектонических нарушений, межформационных и стратиграфических границ и т.д.). Поэтому трещины (подводящие каналы), достигая таких структурных ловушек, часто прекращали свое продвижение наверх, и расплавы начинали здесь накапливаться, формируя магматические очаги (интрузивы). Одной из главных таких ловушек является граница кора-мантия, на которую мантийные расплавы наталкиваются в первую очередь и где аккумуляция расплавов происходит наиболее интенсивно.

По мере своего развития магматические очаги разрастались, перехватывая соседние магмоподводящие каналы. Очевидным следствием такого «разбухания» должно было быть появление трещин отрыва в их кровле и формирование новых путей перемещения расплавов, поступавших уже из этих камер. На своем дальнейшем пути наверх такие магмы снова могли попадать в ловушки, формировать уже менее глубокие промежуточные очаги и т.д. Таким образом, путь магматических расплавов к поверхности твердой Земли в большинстве случаев проходил через систему промежуточных внутрикоровых магматических очагов, где они подвергались различным трансформациям.

Особенности петрологических процессов на разных уровнях развития магматических систем раннего докембрия и фанерозоя

При несомненном общем сходстве, наблюдаются существенные различия между строением докембрийских и фанерозойских магматических систем, связанные с различными причинами.

Процессы ассимиляции вмещающих пород наиболее характерны для очагов нижнего уровня, и масштабы их развития сильно различаются во времени. Мантийные суперплюмы раннего палеопротерозоя, ответственные за формирование крупных магматических провинций КВМС, были образован-

ны высокодеплетированным ультраосновным материалом. Локальные плюмы здесь, по-видимому, не поднимались выше основания нижней коры. Выплавлявшиеся из них первичные мантийные расплавы были высокотемпературными, и поэтому очаги нижнего уровня могли «всплывать» через кору по принципу зонной плавки, обеспечивая крупномасштабную ассимиляцию вмещающих пород и приводя к появлению самих расплавов КВМС [27]. Эти расплавы поступали вверх по системе даек, формируя на средних-верхних уровнях коры промежуточные очаги в форме крупных расслоенных интрузивов и субвулканических силлов. Развитие таких магматических систем завершалось, по-видимому, при достижении «всплывающими» магматическими очагами существенно сиалической коры, где механизм зонной плавки переставал действовать.

На рубеже 2.2-2.0 млрд. лет впервые появились суперплюмы нового поколения [2, 3]. Согласно современным представлениям, их происхождение связано с подтоком флюидных компонентов из жидкого ядра в основание силикатной мантии [40, 41]. Вещество этих суперплюмов, благодаря наличию флюидов, было легче предыдущих, и они могли подниматься до более умеренных глубин. Растекание их головных частей уже могло приводить к разрывам древней континентальной коры и образованию коры океанического типа, фрагменты которой в форме офиолитовых ассоциаций отмечаются начиная с рубежа 2 млрд. лет.

С этого времени возникают крупные изверженные провинции, где ведущую роль играют уже толеитовые и умеренно-щелочные базальты, примером которых являются рифтовые и трапповые области фанерозоя. Локальные плюмы здесь могли подниматься уже до уровня верхней сиалической коры, что приводило к существенному изменению строения магматических систем. Температура этих расплавов уже не превышала 1400-1450°C [42]. Очаги нижнего уровня, формирующиеся на охлажденной поверхности плюмов, часто располагаются уже в пределах гранитной коры. По этой причине масштабы ассимиляции мантийными расплавами корового вещества резко уменьшаются, поскольку довольно быстро над такими очагами возникают горизонты легкого гранитного расплава, которые препятствуют развитию механизма зонной плавки. Все остальные механизмы ассимиляции имеют очень ограниченное значение, поскольку быстро блокируются явлениями закалки в контакте с холодными вмещающими породами, и мантийные расплавы на путях своего проникновения (в дайках) и в очагах (интрузивах) сразу изолируются от вмещающих пород.

Вместе с тем, кайнозойские внутриплитные базальты континентов нередко довольно сильно контаминированы веществом коры (до 15-20%, см. выше). Скорее всего, такая контаминация была связана с разогревом кровли промежуточных очагов

нижнего уровня, когда холодный частично резорбированный материал коры погружался в нижележащий базальтовый расплав и растворялся в нем. Этот процесс завершался после образования слоя легкого гранитного расплава, непроходимого для новых порций расплавов из области мантийной генерации: они накапливались в низу такого расслоенного очага, только увеличивая размеры его базитовой части. В результате на первых стадиях эволюции фанерозойских КИП часто устанавливается широкое развитие кислого умеренно-щелочного вулканизма с калиевой специализацией (щелочных риолитов, комендитов, пантеллеритов и др. [14]. Извержения базальтов на поверхность, по-видимому, могли возобновиться только после удаления кислого расплава из верхней части расслоенного очага или после затвердевания всего этого очага и возникновения трещин растяжения в его кровле - новых магмовыводящих каналов.

Особый случай представляют собой магматические системы мезопротерозоя, развивавшиеся на участках развития аномально-мощной сиалической коры, верхние части которых были представлены анортозит-рапакивигранитными комплексами. Здесь возникали огромные транскоровые системы, где над крупными промежуточными очагами базальтового расплава формировались обширные зоны плавления. В целом это напоминает охарактеризованную выше ситуацию в системах фанерозойского внутриплитного магматизма, но значительно более масштабную. Пока неясно, почему АРГК возникали только в условиях аномально-мощной сиалической коры и отсутствовали на участках с корой обычного типа. Возможно, это объясняется тем, последняя была более холодной и жесткой, и возникновение в ней крупных эшелонированных силлообразных очагов базитового расплава было затруднено.

Процессы кристаллизационной дифференциации и смешения магм. Основную информацию о конкретных механизмах кристаллизационной дифференциации и смешения магм дает изучение расслоенных интрузивов, представляющих собой затвердевшие магматические очаги среднего уровня развития магматических систем.

Природа первичной магматической расслоенности в интрузивах в настоящее время продолжает оставаться предметом дискуссии, и многие исследователи связывают ее возникновение с гравитационной дифференциацией выделяющихся кристаллов [43]. На ранних стадиях изучения расслоенных интрузивов предполагалось, что кристаллизация происходит одновременно во всем объеме камеры. Однако сейчас большинство специалистов сходится в том, что процесс затвердевания центральных частей плутонов происходил путем продвижения снизу вверх сравнительно маломощной (порядка 3-4 м) зоны кристаллизации, а их краевые части затвердевали от краев во-внутрь. В этом плане становление интрузивов ничем не отличается от формирования

крупных промышленных отливок, процесс становления которых изучен значительно полнее. Для них установлено, что верхняя кромка зоны кристаллизации (фронт начала затвердевания) совпадает с изотермой ликвидуса расплава, ее нижняя граница (фронт конца затвердевания) – с изотермой его солидуса, а направленный характер затвердевания обусловлен конвекцией [44]. Детальные исследования расслоенных интрузивов свидетельствуют о том, что эта модель затвердевания вполне применима и здесь [22].

Как известно, расслоенные интрузивные породы образованы двумя группами зерен - преобладающими по объему субидiomорфными зёрнами минералов кумулуса, которые слагают каркас породы, и расположенными в интерстициях между ними ксеноморфными выделениями минералов интеркумуляуса [4]. Очевидно, что первые выделялись на движущемся фронте начала затвердевания, а вторые - на фронте конца затвердевания, из расплава, сохранившегося между кристаллами. Основной же объем остаточного расплава выжимался из зоны кристаллизации при уплотнении осадка кристаллов и смешивался с главным объемом расплава, состав которого постоянно выравнивался конвекцией. Ритмичная расслоенность является побочным следствием такого направленного затвердевания, вызванным накоплением остаточного расплава перед фронтом начала затвердевания [22].

Таким образом, в процессе направленного затвердевания интрузива из магмы постоянно выводились наиболее высокотемпературные фазы, а главный объем расплава непрерывно обогащался легкоплавкими компонентами, что со временем должно было приводить к смене выделяющихся твердых фаз и появлению горизонтов другого состава, т.е. к расслоенности. В терминах физической химии это означает, что кристаллизующийся расплав перемещался по котектикам соответствующей физико-химической системы с выделением минеральных фаз, а при переходе с одной котектики на другую происходила и смена фаз. С таких позиций каждый горизонт кумулатов в расслоенном интрузиве является следствием движения расплава по одной из котектик, а набор его минералов кумулуса отражает состав выделявшихся при этом твердых фаз.

Детальное изучение расслоенных пород действительно показало, что слои отнюдь не сложены случайным набором минералов, отсортированных по их физическим свойствам. Оказалось, что каждый слой образован ассоциацией минералов кумулуса, представляющей собой один из парагенезисов котектических минеральных фаз, а их смена по разрезу соответствует последовательности выделения этих фаз при фракционной кристаллизации родоначальных расплавов [22], как это и должно следовать из предложенной модели. Так, например, последовательность парагенезисов кумулятивных фаз в нижних частях разрезов рассматриваемых раннепалео-

протерозойских интрузивов, которые произошли за счет насыщенных кремнеземом расплавов KBMC, описывается системой форстерит-анортит-кварц [45]: $Ol \rightarrow Ol+Orx \rightarrow Orx \rightarrow Orx-Pl$. В дальнейшем, при поступлении в интрузивную камеру уже сильно контаминированных, обогащенных глиноземом расплавов (см. ниже), тренд кристаллизации из этой системы уходил. Последовательность кумулятивных фаз в расслоенных интрузивах, происшедших за счет недосыщенных толеитовых базальтов: $Ol \rightarrow Ol-Sp \rightarrow Ol+Sp+Pl \rightarrow Ol+Pl \rightarrow Ol-Pl-Crx$ описывается системой форстерит-диопсид-анортит [46].

Ранее предполагалось, что крупные расслоенные массивы произошли в результате одноактного внедрения огромных объемов магмы в кору. Однако проведенные нами детальные геологические, петрологические, геохимические и изотопно-геохронологические исследования крупнейших в Европе Бураковского и Мончегорского [30, 31], а также других крупных расслоенных комплексов Кольского п-ва и Карелии показали, что все они образовались в результате многократных поступлений порций свежего расплава в затвердевающие интрузивные камеры. При этом если новый расплав был более плотным по сравнению с расплавом в интрузивной камере, то он растекался по временному дну последней, оттесняя старый наверх и образуя самостоятельный горизонт. Если же он был близок по плотности к старому расплаву, то формировался горизонт сложного строения, с неравномернозернистой структурой, с гнездами и шлирами пегматоидных пород, многочисленными нарушениями расслоенности, следами оползания кристаллического осадка и т.д., как это, например, установлено в массиве Луккулайсваара в Карелии [47]. Объем каждой из новых порций был невелик, обычно не превышая первых процентов от общего объема, поэтому равновесие в камере восстанавливалось довольно быстро, и тренд кристаллизации возвращался в прежнюю позицию.

Из всего этого следует, что в процессе своего формирования рассматриваемые интрузивы должны были постепенно увеличиваться в объеме за счет периодической подпитки свежими расплавами, и их окончательные размеры определялись в основном длительностью существования питающих их нижних частей магматических систем.

Как уже указывалось, крупные расслоенные комплексы могут состоять из двух и более самостоятельных интрузивов, происшедших из однотипных расплавов, но различающихся своей кумулятивной стратиграфией, а также особенностями геохимии и изотопии. Например, крупнейший в Европе Бураковский комплекс в Карелии состоит из двух расслоенных тел, соприкасающихся своими верхними частями; при этом Аганозерское тело моложе Бураковско-Шалозерского примерно на 50 млн. лет: возраст первого из них составляет 2.37, а второго - 2.43 млрд. лет [30]. Аналогичная картина устанавливается и для второго по величине Мончегорского ком-

плекса, расположенного в центре Кольского полуострова [31].

Таким образом, крупные расслоенные комплексы представляли собой долгоживущие магматические центры. В их интрузивных камерах происходили процессы кристаллизационной дифференциации и смешения свежих и эволюционированных магм. Расплавы, поступавшие на поверхность из таких промежуточных очагов и формирующие лавовые покровы, как правило, были уже в разной степени дифференцированы; первичные мантийные выплавки в таких покровах являются большой редкостью.

Магматические системы твердых планет земной группы. Как указывалось выше, магматические системы *материков* Луны имели много общего с магматическими системами раннего палеопротерозоя Земли, а системы ее *морей* - с фанерозойскими системам земных трапповых провинций. В этой связи обращает на себя внимание, что и на других твердых планетах земной группы наблюдается два типа морфоструктур – поднятые участки сложно-построенной древней коры (тессеры на Венере и планумы – на Марсе) и обширные низины, залитые покровами базальтов. В целом это очень напоминает ситуацию на Земле и Луне и позволяет думать, что и эти планеты развивались по тому же сценарию [48]. Соответственно, можно предполагать, что строение магматических систем твердых планет земной группы (за исключением наблюдаемых только на Земле систем, связанных с зонами субдукции) подчинялось тем же закономерностям. В случаях особо высокотемпературных расплавов, типа раннепалеопротерозойских КВМС Земли и магнезиальной серии Луны, в нижних частях таких систем могли возникать своеобразные подсистемы, где происходила крупномасштабная ассимиляция пород древней коры.

ВЫВОДЫ

1. Магматические системы крупных изверженных провинций континентов, по-видимому, возникали над локальными подъемами (протуберанцами) рельефа кровли растекавшихся головных частей мантийных суперплюмов. Плавление мантийного вещества происходило преимущественно в головных частях таких протуберанцев вследствие адиабатической декомпрессии.

2. В пределах континентальной коры выделяется три уровня развития промежуточных магматических очагов, связанных системами подводящих каналов (даек). Самые нижние из них и, вероятно, самые крупные, развивались на границе корамантия, т.е. на охлажденной кровле плюмов, обеспечивая явления андерплейтинга, т.е. новообразования нижней базитовой коры. Очаги среднего уровня обычно представляют собой крупные расслоенные комплексы, где в основном происходило накопление мантийных магм, процессы их кристаллизационной

дифференциации и смешения новых порций свежего расплава с эволюционированной магмой в затвердевающих интрузивных камерах. Отсюда расплавы поступали в малоглубинные субвулканические камеры, где происходила дополнительная дифференциация расплавов, а уже затем - на поверхность, где формировали лавовые покровы.

3. Процессы контаминации мантийных магм связываются в основном с плавлением вмещающих пород в кровле магматических очагов нижнего уровня. В раннем палеопротерозое это, по-видимому, приводило к «всплыванию» очагов через базитовую нижнюю кору по принципу зонной плавки, сопровождаясь появлением специфических бонинитоподобных расплавов КВМС. Подъем очагов ограничивался достижением ими существенно сиалической коры, поскольку здесь возникали мощные горизонты гранитного расплава с самостоятельной системой конвекции и механизм зонной плавки переставал действовать.

4. Магматические системы, возникавшие после рубежа 2.2-2.0 млрд. лет, формировались уже главным образом в пределах сиалической коры. Здесь ассимиляция пород кровли ограничивалась временем, пока над очагами нижнего уровня не возникал слой гранитного расплава. Особого масштаба такие процессы достигали в мезопротерозое на участках развития аномально-мощной сиалической коры, где формировались огромные комплексы анортозитов-гранитов рапакиви.

5. Гранитные расплавы, завершавшие развитие конкретных магматических систем, имели калиевую специфику, что связывается с процессами массообмена в двухслойных магматических камерах между мощными горизонтами базитового и кислого расплава, когда калий диффундирует из основного расплава в кислый, а натрий - в обратном направлении.

6. Такое же строение магматических систем, вероятно, характерно и для других твердых планет земной группы, в частности. Луны, где установлено существование расслоенных интрузивов. Они являлись промежуточными очагами вулканитов магнезиальной серии, образования которой по своему вещественному составу и происхождению весьма близки к породам раннепалеопротерозойской кремнеземистой высокомагнезиальной серии Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы // Проблемы глобальной тектоники. Под ред. Д.В. Рундквиста. -М., 2000. - С.69-103.
2. Bogatkov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V. and Yarmolyuk V.V. Magmatism and Geodynamics. Terrestrial Magmatism Throughout the Earth's History. -Amsterdam, 2000. -511 p.

3. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. - № 2. - С.3-25
4. Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. -М., 1970. -552 с.
5. Larsen L.M., Watt W.S., Watt M. Geology and petrology of the Lower Tertiary plateau basalts of the Scoresby Sund region, East Greenland // Gron.Geologiske Unders. -1989. bull.157. -164 p.
6. Kerr A.C. Lithospheric thinning during the evolution of continental large igneous provinces - A case study from the North Atlantic Tertiary Province // Geology. -1994.-V. 22, № 11. -P. 1027-1030.
7. Kerr A.C. The geochemistry of the Mull-Morvern tertiary lava succession, NW Scotland: An assessment of mantle sources during plume-related volcanism // Chemical Geology. -1995. -V.122. № 1-4. -P. 43-58.
8. McBirney A.R. The Skaergaard intrusion / in: Layered intrusions. Ed. by R.G. Cawthorn. -Amsterdam et al., 1996. -P.147-180.
9. Fram M.S., Leshner C.E. Generation and Polybaric Differentiation of East Greenland Early Tertiary Flood Basalts // J. Petrology. -1997. -V.38, № 2. -P.231-275.
10. Магматические горные породы. Т.5. Ультраосновные породы. -М., 1988. -501 с.
11. Шарков Е.В., Снайдер Г.А., Тейлор Л.А. и др. Геохимические особенности астеносферы под Аравийской плиты по данным изучения мантийных ксенолитов четвертичного вулкана Телль-Данун. Сирийско-Иорданское плато. Южная Сирия // Геохимия. -1996. - № 9. -С.819-835.
12. Шарков Е.В., Биндеман И.Н. Петрология ксенолит-содержащих базальтов Байкальской рифтовой зоны: Тункинский, Джидинский и Витимский ареалы // Вулканология и сейсмология. -1990. -№ 3. -С.20-34.
13. Rudnick R. Growing from below // Nature. -1990. -V. 347. № 6295. -P.711-712.
14. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Олдэне М. и др. Петрология и геохимия базальт-трахириолит-комендитовых ассоциаций Северной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. -1990. -№12. -С.3-20.
15. Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P., and GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // Intern. Geol. Review. -1999. -V.41. -P.287-333.
16. Шарков Е.В. Внутриплитные магматические системы мезопротерозоя на примере анортозит-рапакивигранитных комплексов Балтийского и Украинского щитов // Российский журнал наук о Земле. -1999. -Т.1. № 4. URL: <http://ries.wdcb.ru/>
17. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. -Киев, 1990. -170 с.
18. Elo S., and Korja A. Geophysical interpretation of the crustal and upper mantle structure in the Wiborg rapakivi granite area, southern Finland // Precambrian Res. -1993. -V. 64. № 1-4. -P. 273-288.
19. Amelin Yu.A., Heaman L., Verkhogliad V., and Skobelev V. Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite-rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // Contrib. Miner. Petrol. -1994. -V.116. -P.411-419.
20. Amelin Yu.A., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi-anorthosite complex, Baltic Shield: Implications for magmatic evolution // Contrib. Miner. Petrol. -1996. -V.127. -P.353-368.
21. Huppert H.E., Sparks R.S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrology. -1988. -V.29. № 3. -P.599-624.
22. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий -Л., 1980. -184 с.
23. Eklund O., Shebanov A. and Andersson U.B. Origin of the rapakivi textures by subisothermal decompression. IGCP Project 315. The 7th Int.Symposium on Rapakivi granites and related rocks. Abstract volume. -Helsinki, 1996. -P.19.
24. Kravtsova E.I. Constraints of feldspar miscibility changes on formation of rapakivi granite complexes. 29th IGC. -Kyoto, 1992. -V.2. -P. 565.
25. Leshner C.E., Kinetics of Sr and Nd exchange in silicate liquids: Theory, experiments, and applications to uphill diffusion, isotopic equilibration, and irreversible mixing of magmas // Journ. Geophys. Res. -1994. -V. 99. -P. 9585-9604.
26. Биндеман И.Н., Дэвис А.М. Конвекция и перераспределение щелочей и микроэлементов при смешении базальтового и гранитного расплавов // Петрология. -1999. -Т.7, № 1. -С.99-110.
27. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. -1997. -Т.5. № 5. -С.503-522.
28. Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Чернышова М.Н., Левкович Н.В. Возраст норит-диоритовых интрузий по изотопно-геохронологическим данным еланского никеленосного комплекса и их временные соотношения с габброноритами мамонского комплекса Воронежского кристаллического массива // Геология и геофизика. -1998. -Т.39. № 8. -С.1064-1071
29. Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя: на примере друзитового комплекса Беломорья (Балтийский щит, Россия) // Петрология. -2004. -Т.12. (в печати).
30. Chistyakov A.V., Sharkov E.V., Grokhovskaya T.L. et al. Petrology of the Europe-largest Burakovka early Paleoproterozoic layered pluton (Southern Karelia, Russia) // Russian Journal of Earth Sciences. -2002. -V.4. № 1. URL: <http://www.agu.org/WPS/rjes/>
31. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Чистяков А.В. и др. Геология и металлогения Мончегорского расслоенного комплекса // Российская Арктика. Геологическая история, минералогия, геоэкология. -С-Петербург, 2002. -С.485-494.
32. Гирнис А.В., Рябчиков И.Д. Экспериментальная петрология и генезис коматиитов // Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. -Л. 1988. -С.162-180.
33. Kempton P.D., Downes H., Neymark L.A. et al. Garnet granulite xenoliths from the northern Baltic Shield - the underplated lower crust of a Paleoproterozoic large layered province? // J. Petrology. -2001. -V.42. № 4. -P.731-763.
34. Downes H., Peltonen P., Manttari I., Sharkov E.V. Proterozoic zircon ages from lower crustal granulite xenoliths, Kola Peninsula, Russia: evidence for crustal growth and reworking // J. of Geol. Soc. -2002. -V.159. -P.485-488.

35. Markwick A.J.W., Downes H. Lower crustal granulite xenoliths from the Archangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results // *Lithos*. -2000. -V.51. -P.135-151.
36. Hoitta P., Huhma H., Manttari I. et al. Petrology and geochemistry of mafic granulite xenoliths from Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland // *Lithos*. -2000. -V.51. -P.109-133.
37. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Ранние этапы тектономагматического развития Земли и Луны: сходство и различия // *Петрология*. -2001. -Т.9. № 2. -С.115-138.
38. Snyder, G.A., Neal, C.R., Taylor, L.A. and Halliday, A.N. Processes involved in the formation of magnesian-suite plutonic rocks from the highlands of the Earth's Moon // *J. Geophys. Res.* -1995. -V.100, №5. -P.9365-9388.
39. Попов В.С., Богатиков О.А. (ред). Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. -М., 2001. -766 с.
40. Артюшков Е.В. Геодинамика. -М., 1979. -180 с.
41. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. и Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Изд. 2. -Новосибирск, 2001. -408 с.
42. Рябчиков И.Д. Механизм и условия формирования магм в мантийных плюмах // *Петрология*. 2003. -Т. 11, № 6. -С. 548-555.
43. Cawthorn R.G. (ed.) Layered intrusions. *Developments in Petrology*. -V.15. -1996. -542 p.
44. Чалмерс Б. Теория затвердевания. -М., 1968. -288 с.
45. Andersen O. The system SiO_2 -forsterite-anorthite // *Amer. J. Sci.* 4 Ser. -1915. -V.39. -P.407-454.
46. Осборн Е.Ф., Тэйт Д.Б. Система диопсид-формтерит-анортит // *Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования*. -М., 1954. -С.269-287.
47. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Механизмы концентрирования элементов платиновой группы в расслоенных интрузивах Карело-Кольского региона // *Геология рудных месторождений*. -1998. -Т.40, № 5. -С.372-390.
48. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Сравнительное изучение тектономагматической эволюции Земли и Луны - ключ к пониманию процессов формирования и внутреннего развития твердых планет земной группы // *Геохимия*. -2003. -№ 6. -С. 6-15.
49. Spudis P.D. *The Once and Future Moon*. Smithsonian Institution Press. -Washington and London. -1996. -308 p.

