

В. Н. Анфилов

ГЕНЕЗИС КОМАТИИТОВ

V. N. Anfilogov

ORIGIN OF KOMATIITES

Models of origin of komatiites based on partial melting mechanism of mantle substrate do not conform with rheology of melt + crystals mixtures and with mechanism of separation of melt from solid residue.

The alternative hypotese of origin of komatiites by crystallization differentiation of melts in the intermedial magma chambers under the stationary regime of melt entrance and constant temperature of melt is offered. The komatiitic composition is formed in these chambers as a magma «mush» which consist of basaltic melt and crystals of olivine. Having streamed on the surface «mush» can crystalize, forming the structure which is typical for komatiitic flows. We assum that eruption of komatiitic «mush» on the surface is able only at sharp stress on magma chamber, which can be possible by the slash wave in cause of the fall of meteorites. It allows to explane why the period when komatiites were wide apeared coinclodes to the periode of intensive meteoritic bombarding of the Earth surface.

Коматииты представляют собой группу пород с широкими вариациями содержания MgO: от 20 до 34 мас. %, низким содержанием TiO₂ и высоким значением отношения CaO/Al₂O₃. Уменьшение содержания MgO от 32 до 21 мас. % в коматиитах происходит при сравнительно небольших вариациях содержания SiO₂: 45—48 мас. % и компенсируется ростом содержания CaO и Al₂O₃ при относительно постоянном содержании Fe₂O₃.

Коматииты, несомненно, представляют собой породы, сформировавшиеся на поверхности земли. Главным доказательством их эффузивной природы является залегание в виде потоков, переслаивающихся с базальтами и кремнистыми осадочными породами. Наиболее широко коматииты распространены в архейских гранит-зеленокаменных поясах, причем их распространенность резко падает с уменьшением возраста зеленокаменных поясов от 3.5 до 2.7 млрд лет. В протерозое известны лишь единичные находки коматиитов, и только один случай проявления коматиитов известен в палеозое на острове Горгона, где их возраст определяется на границе мелового и третичного периодов [18]. Эта важная особенность в распространении коматиитов, несомненно, связана с особенностями протекания магматических процессов на ранних этапах эволюции Земли, которые перестали проявляться в более позднее время.

Рассмотрим существующие модели генезиса коматиитов и их основные противоречия. В связи с тем, что коматииты являются эффузивными породами, авторы всех гипотез исходят из необходимости существования соответствующих по составу коматиитовых расплавов, а поскольку осаждение кристаллов в процессе движения коматиитового расплава к поверхности неизбежно приведет к обеднению остаточной жидкости MgO, предполагается, что в отличие от базальтов и андезитов, которые в момент извержения имеют температуру значительно ниже ликвидуса, температура коматиитовых расплавов в момент излияния на поверхность была равна или выше температуры ликвидуса. При содержании MgO 30 % температура коматиитового расплава должна быть равной 1870—1920 К. В этом предположении заложено первое серьезное противоречие. Расплавы, поднимаясь из зоны генерации к поверхности, неизбежно охлаждаются, частично кристаллизуются и доходят до поверхности с температурой ниже температуры ликвидуса. Ситуация, когда температура коматиитового расплава в момент его излияния равна или выше температуры ликвидуса, как частный случай, возможна, но вероятность этого достаточно мала.

Второе противоречие возникает в связи с тем, что для получения расплава коматиитового состава в зоне его генерации необходимо, чтобы степень плавления мантийного субстрата была > 50% [3]. Это противоречие связано с физическими свойствами вещества, представляющего собой смесь, состоящую из расплава и кристаллов. По мере увеличения доли расплава в смеси ее свойства катастрофически изменяются, и при 30 % расплава она начинает вести себя как жидкая фаза, (рис.

1) [15]. 30 % — это предел, при котором расплав либо должен отделиться от кристаллов, и, обладая меньшей плотностью, уйти из зоны генерации, не достигнув состава коматиита, либо вся смесь расплав+кристаллы будет перемещаться вверх как единая жидкая фаза. Механизм отделения расплава от рестиита окончательно не разработан, и нижний предел устойчивости смесей расплав+кристаллы не определен, в то время, как для верхнего предела 30 % доля расплава в смеси является предельной. Расплавы базальтового состава отделяются от рестиита при их содержании в смеси, не превышающем 5 % [2]. Нет оснований полагать, что в случае коматиитов эти закономерности не работают, и реальная степень плавления субстрата может быть выше, чем в случае выплавления базальтовых расплавов.

Наиболее сложные проблемы возникают при движении расплава к поверхности. Должного внимания этому вопросу петрология до сих пор не уделяла, поэтому мы остановимся на ней более подробно. При движении расплава через вмещающие породы принципиально возможны четыре различных варианта взаимодействия расплава с породами.

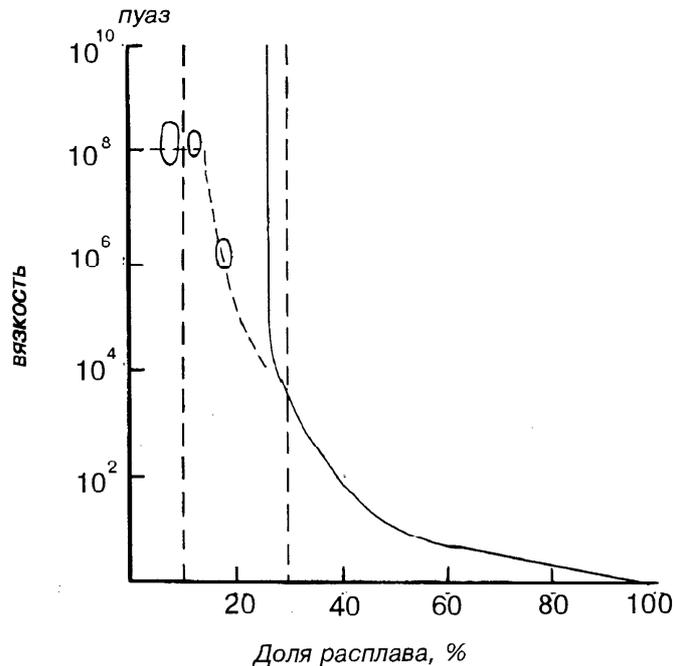


Рис. 1. Зависимость вязкости системы расплав+кристаллы от степени плавления [15].

1. Скорость взаимодействия расплава с породами мала, и расплав проходит через породы без изменения состава. Этот вариант реализуется при подъеме к поверхности сухих риолитовых расплавов. Их взаимодействие с вмещающими породами лимитируется коэффициентами диффузии компонентов, которые для риолита имеют очень низкие значения [13].

2. Расплав интенсивно взаимодействует с породой, но после прохождения через породу первых порций расплава в ней образуется защитная пленка, препятствующая обмену компонентов между расплавом и породой. Такой вариант взаимодействия наблюдается при движении карбонатитовых расплавов через силикатные породы. Первые порции карбонатитового расплава производят скарирование вмещающих пород, в результате чего на поверхности магматических каналов возникают минеральные ассоциации, равновесные с расплавом, и дальнейший обмен компонентами между расплавом и породой прекращается.

3. Магматический расплав не взаимодействует с вмещающими породами. Этот вариант возможен в том случае, когда расплав имеет эвтектический состав и его температура близка к температуре эвтектики. Эвтектический расплав насыщен всеми компонентами породы и в адиабатическом режиме подъема способен проходить через вмещающие породы, не обмениваясь с ними компонентами. Эвтектическую природу имеют базальтовые расплавы [6]. Они выплавляются из мантийного субстрата при небольшом перегреве над температурой эвтектики и отделяются от рестиита при степени плавления, не превышающей 5—6 % [21, 26].

4. Система силикатный расплав-порода открыта для обмена компонентов вплоть до насыщения расплава компонентами породы. Этот вариант соответствует ситуации, когда через породы верхней мантии и коры двигается коматиитовый расплав. На рис. 2 показан вертикальный разрез

системы Диопсид-Пироп-Форстерит через точку x_n , соответствующую составу мантийного перидотита и точку E — эвтектику в тройной системе при давлении 40 кбар, (рис. 3) [6]. Предположим, что составу коматиита соответствует расплав, образованный при степени плавления, равной 50 %, обозначенный на разрезе, как x_k . Допустим, что этот расплав поднимается в мантийном диапире к поверхности.

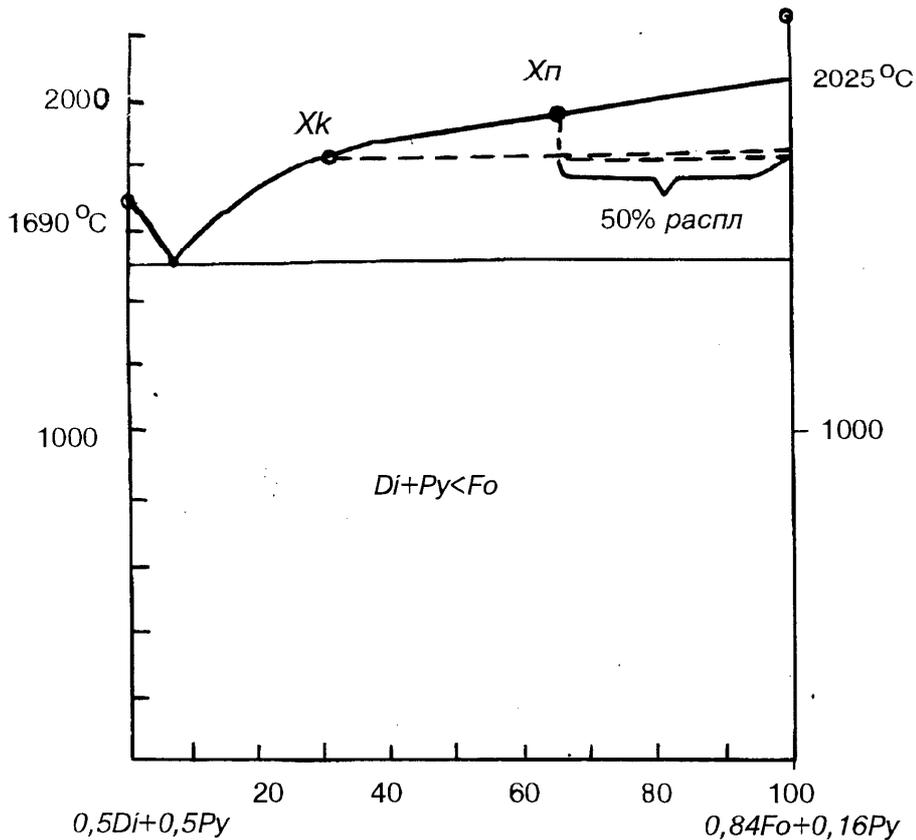


Рис. 2. Частное сечение модельной системы диопсид-форстерит-пироп через точку, соответствующую составу мантийного перидотита, x_k , и тройную эвтектику.
 x_k — состав коматиитового расплава при степени плавления 50 %

Как следует из диаграммы рис. 3, он равновесен с минеральной ассоциацией 0.84 форстерита + 0.16 пироба и резко неравновесен по отношению к другому компоненту эвтектики, представленному минеральной ассоциацией 0.5 диопсида + 0.5 пироба. Это означает, что расплав x_k , имеющий температуру ~ 1800 °С, будет насыщаться компонентом (0.5 диопсид + 0.5 пироп) до тех пор, пока его состав при этой температуре не будет соответствовать составу этого компонента. Поскольку, температура ликвидуса составов, обогащенных компонентом (0.5 диопсид + 0.5 пироп) ниже, чем у состава x_n , процесс насыщения будет продолжаться и при понижении температуры до поверхности ликвидуса вплоть до температуры эвтектики E, (рис. 3). В этом случае состав расплава, насыщенного диопсидовым компонентом, может быть ограничен составом эвтектики. Процесс экстракции эвтектического компонента из породы является эндотермическим, и поэтому растворение этого компонента в расплаве является дополнительным фактором, снижающим температуру расплава по мере его подъема к поверхности. Бесконечная взаимная растворимость эвтектических смесей и тепловой эффект растворения широко используются в практике для получения охлаждающих смесей. Петрология этот эффект игнорирует, и большинство исследователей уверены, что перегретый над эвтектикой расплав, обогащенный одним из компонентов эвтектики, способен проходить через породы, содержащие второй компонент эвтектики, не взаимодействуя с ней. В действительности, этот фактор является решающим аргументом против образования коматиитового расплава путем плавления мантийного субстрата.

Рассмотрим петрохимические и геохимические особенности коматиитов и ассоциирующих с ними коматиитовых базальтов, для чего используем предложенную нами петрохимическую диаграмму, описывающую структурно-химическую эволюцию магматических расплавов при изменении их состава от основных к кислым [1]. Параметром, отражающим эволюцию расплавов, является

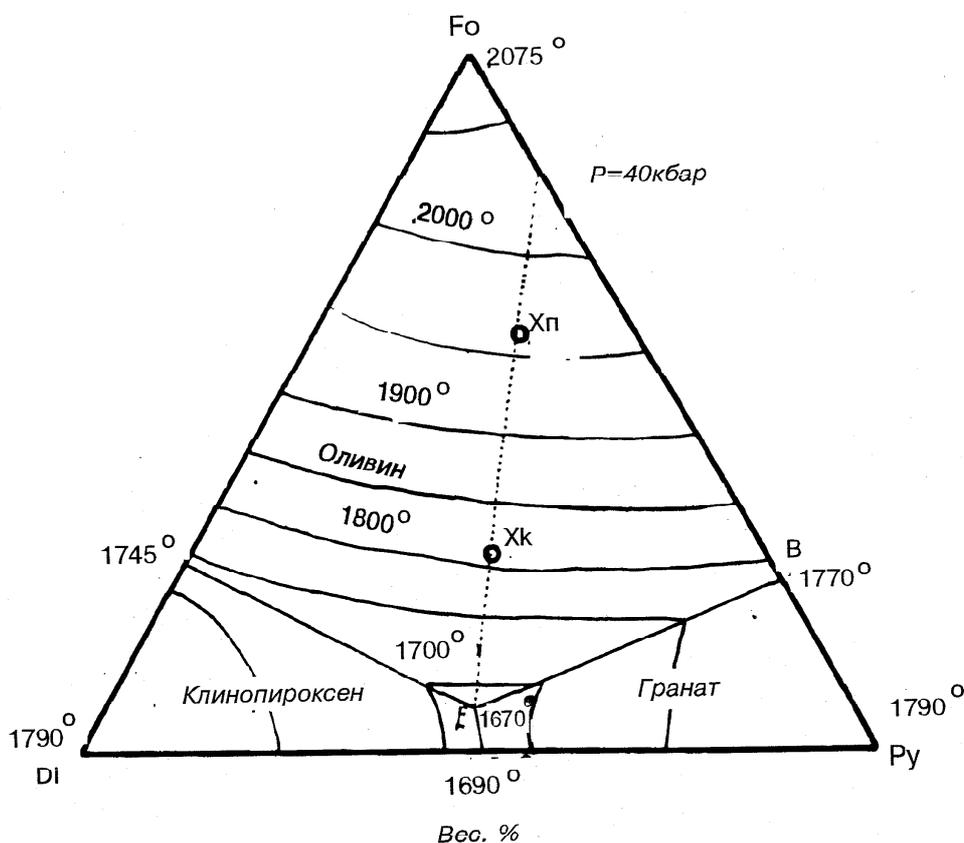


Рис. 3. Модельная система диопсид-форстерит-пироп [6] при 40 кбар.

величина отношения суммы валентных связей с кислородом элементов-сеткообразователей (Si, Ti и Al) к сумме валентных связей атомов кислорода в расплаве:

$$g = \frac{2(N_{SiO_2} + N_{TiO_2}) + 3N_{Al_2O_3}}{2(N_{SiO_2} + N_{TiO_2}) + 3N_{Al_2O_3} + \sum N_{M_xO_y}}$$

где $N_{Al_2O_3}$, N_{TiO_2} , N_{SiO_2} — мольные доли SiO_2 , TiO_2 и Al_2O_3 в расплаве,

$\sum N_{M_xO_y}$ — сумма мольных долей оксидов-модификаторов: Na_2O , K_2O , CaO , MgO и т.д.

Величина параметра g меняется от 0.5 для расплавов ортосиликатов до 1 для расплавленного кремнезема. Для отображения зависимости величины параметра g от состава расплава мы предложили использовать тройную диаграмму в виде прямоугольного треугольника с вершинами $(N_{SiO_2} + N_{TiO_2})$, $N_{M_xO_y}$, $N_{Al_2O_3}$ (рис. 4). Здесь $N_{SiO_2} + N_{TiO_2}$ — сумма мольных долей SiO_2 и TiO_2 , $N_{Al_2O_3}$ — мольная доля Al_2O_3 , $\sum N_{M_xO_y}$ — сумма мольных долей оксидов металлов, исключая SiO_2 , TiO_2 и Al_2O_3 .

На рис. 4 в этих координатах показаны составы эффузивных пород различных вулканических серий. На диаграмме они образуют две четких линии, которые мы определили как линии, отражающие эволюцию составов котектических выделений. Линия I начинается с состава пикрита и включает в себя породы, сформированные в океанических хребтах и островных системах типа Гаити и Таити. Линия II включает в себя составы вулканических пород известково-щелочных серий от базальтов до риолитов. По мере увеличения содержания SiO_2 линии I и II сближаются и сходятся в одну точку, соответствующую составу риолитов. Совершенно иное положение на диаграмме занимают составы пород из массивов основного состава. Эти породы, особенно лейкократовые кумуляты, обогащены глиноземом, и поэтому их составы смещены в область высоких содержаний Al_2O_3 . Породы, являющиеся продуктами фракционной кристаллизации, не являются котектическими и поэтому закономерных линий не образуют, (рис. 5).

Особое положение на диаграмме занимают составы расслоенных пород Скаергаардского массива, содержащие гранофировый материал.

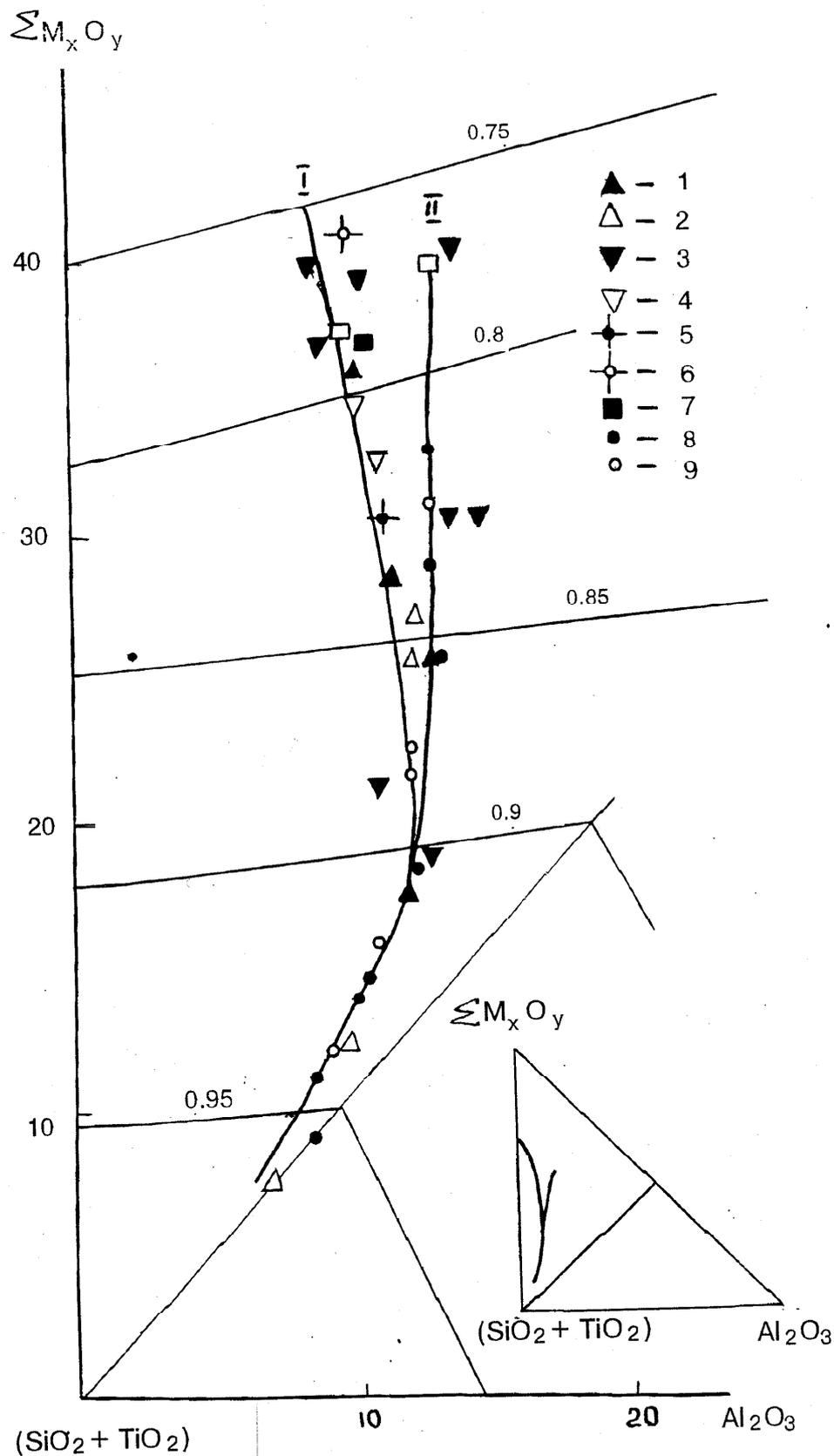


Рис. 4. Генетические серии магматических пород.

I — породы ряда пикрит-риолит: 1 — лавы Гавайских островов; 2 — формация плагиобазальтов побережья Охотского моря; 3 — породы рифтовой зоны Буфамфира, Уганда; 4 — оливин-базальтовая формация Прибайкалья; 5 — пикрит по Дэли; 6 — базальты Таити; 7 — базальты дна океанов. II — породы ряда известково-щелочной базальт — риолит: 11 — вулканическая формация Каскадных гор; 12 — андезито-базальтовая формация Восточной Камчатки. Линии равных значений параметра g обозначены цифрами. В правом нижнем углу показано положение генетических линий на полной диаграмме

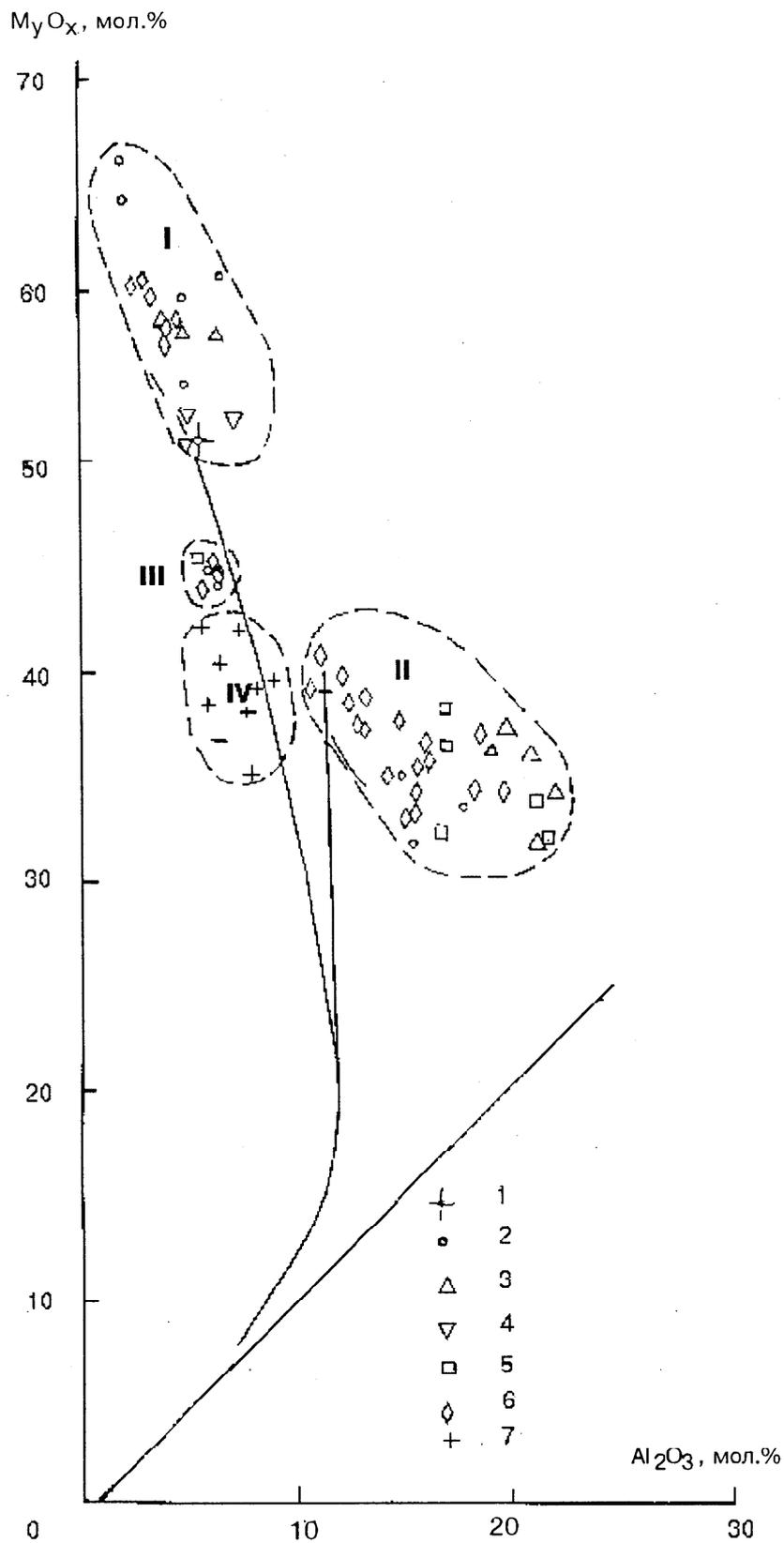


Рис. 5. Составы пород расслоенных интрузий:

1 — ультраосновные кумуляты; II — габбро; III — пироксениты; IV — габбро Скаергаардского массива, содержащие гранофировый материал. 1 — пикрит по Дэли; 2 — расслоенные породы массива района Восточный Голдфилд, Западная Австралия [26]; 3 — расслоенные породы острова Рам [12]; 4 — породы интрузии Джинчан [16]; 5 — породы массива Стилуотер [12]; 6 — породы расслоенного силла комплекса Дир Лэйк, Миннесота, США [24]; 7 — габбро, содержащие гранофировый материал, Скаергаард [12]

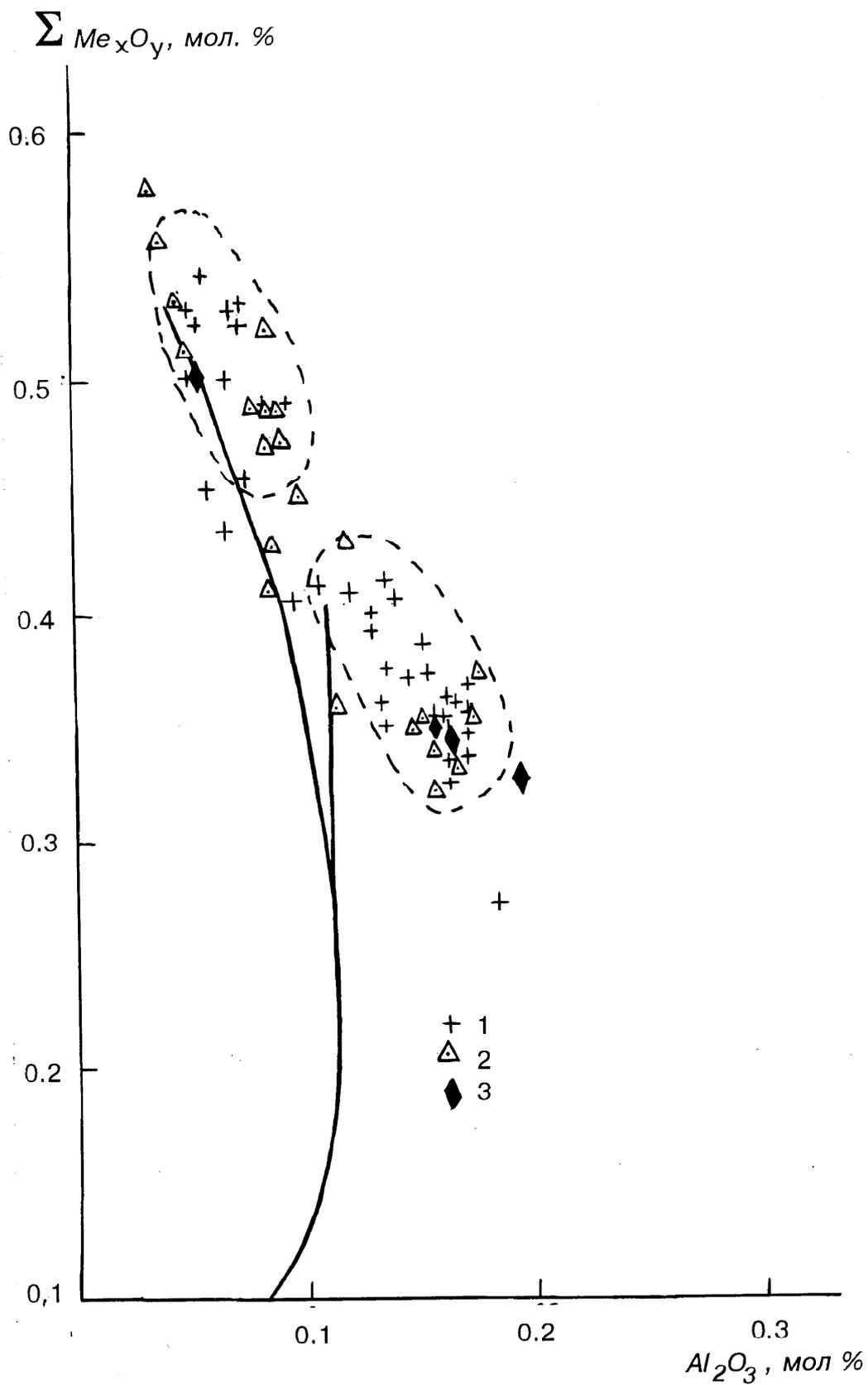


Рис. 6. Составы коматиитов и коматиитовых базальтов:
 1—3 — пары сопряженных коматиитов и базальтов. 1 — [24]; 2 — [18]; 3 — [10]

Химический состав кумулятивных пород Рамского массива и коматиитов (мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46.36	39.20	41.06	39.96	45.20	46.80	46.00
TiO ₂	0.54	0.26	0.15	0.07	0.20	0.39	0.25
Al ₂ O ₃	9.97	5.11	4.82	6.60	3.66	8.14	5.73
FeO	1.99	3.28	2.07	1.73	5.23	3.2	3.97
Fe ₂ O ₃	10.15	8.24	9.46	10.25	6.24	7.08	5.72
MgO	23.58	36.38	36.15	36.09	32.20	26.20	32.80
CaO	7.55	2.94	4.27	3.28	5.28	7.86	5.14
Na ₂ O	1.32	0.38	0.65	0.40	0.44	0.14	0.24
K ₂ O	0.13	0.05	0.02	0.07	0.17	0.07	0.02

Примечание: 1—4 — расслоенные породы острова Рам; 5—7 — коматииты.

В настоящее время установлено, что этот материал возник в результате попадания в расплав обломков серых гнейсов. Это привело к обогащению расплава кремнеземом и обеднению Al₂O₃ за счет замены плагиоклаза на щелочные полевые шпаты, и точки составов меланократовых кумулятов, содержащих гранофир, сместились левее котектических линий I и II, (рис. 5). Таким образом, предложенная нами диаграмма позволяет четко разделить составы котектических магматических пород и породы, образованные путем фракционной кристаллизации.

Рассмотрим с помощью этой диаграммы вариации составов коматиитов и сопряженных с ними коматиитовых базальтов. Составы этих пород показаны на рис. 6. Нетрудно видеть, что они полностью совпадают с составами пород, являющихся продуктами фракционной кристаллизации. На этом основании их можно рассматривать как продукты дифференциации единого исходного расплава. Не противоречат этому предположению и такие петрохимические параметры, как низкое содержание TiO₂ и большая величина отношения CaO/Al₂O₃. В таблице 1 приведены составы расслоенных пород массива острова Рам, у которых эти показатели очень близки к значениям, характерным для коматиитов.

Одной из важных характеристик коматиитов является специфический спектр содержаний редкоземельных элементов и низкая величина отношения концентраций этих элементов к их концентрациям в хондритах или в примитивной мантии. Поскольку кристаллизация минералов, входящих в состав расслоенных серий сопровождается интенсивным фракционированием редких элементов, прямое сравнение спектров содержаний РЗЭ в коматиитах, коматиитовых базальтах, породах расслоенных массивов, некорректно, но средний уровень содержания этих элементов как в коматиитах, так и в породах, образованных в результате кристаллизационной дифференциации, одинаков, (рис. 7, 8). Следует заметить, что коматииты являются, практически, единственными породами, в которых распределение редких элементов не соответствует гипотезе парциального плавления, что не позволяет подобрать для них адекватную модель в рамках обратимой модели [21].

Если коматииты и ассоциирующие с ними коматиитовые базальты рассматривать как продукты дифференциации расплава высокомагнезиального базальта, становится понятным бимодальное распределение в них концентраций MgO, в котором преобладают высоко- и низкомагнезиальные составы при очень небольшой доле пород с содержанием 6—10 < MgO < 20—32 мас. % [19].

Рассмотрим возможный механизм образования коматиитов, в котором при их очевидной эффузивной природе решающую роль играют процессы кристаллизационной дифференциации расплавов. Магматические системы в современных вулканических областях состоят из трех элементов: зоны генерации расплава, расположенной на глубине 100—200 км; зоны подъема расплава на уровень литостатического равновесия (уровень нулевого значения подъемной силы) и промежуточной магматической камеры, которая формируется на этом уровне, (рис. 9). Все три элемента хорошо фиксируются геофизическими методами [6, 12, 11]. Уровень литостатического равновесия или уровень нулевого значения подъемной силы можно определить как глубину от поверхности, на которой плотность расплава становится равной плотности вмещающих пород. Именно на этом уровне создаются условия накопления расплава с образованием промежуточных камер, связанных с поверхностью и с зоной подъема расплава. При отсутствии внешних воздействий на промежуточную камеру расплав в ней находится в состоянии изостазии. Извержение расплава на поверхность возможно при воздействии одного из двух факторов: объемного сжатия пород в области генерации расплава и в зоне его подъема до уровня магматической камеры или ударного воздействия на консолидированные породы, вмещающие промежуточную камеру.

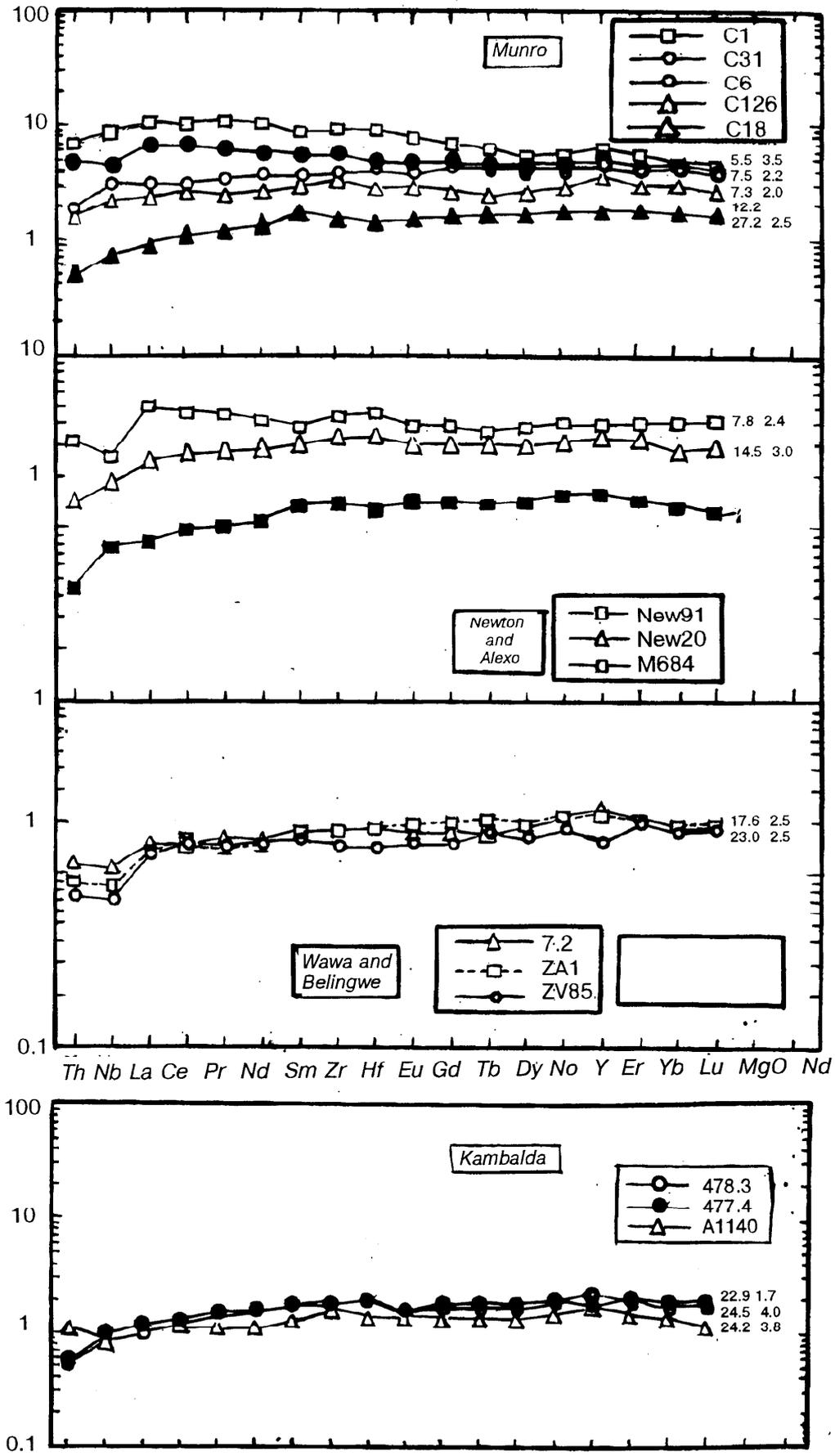


Рис. 7. Спектр концентраций редких земель в коматитах [18].

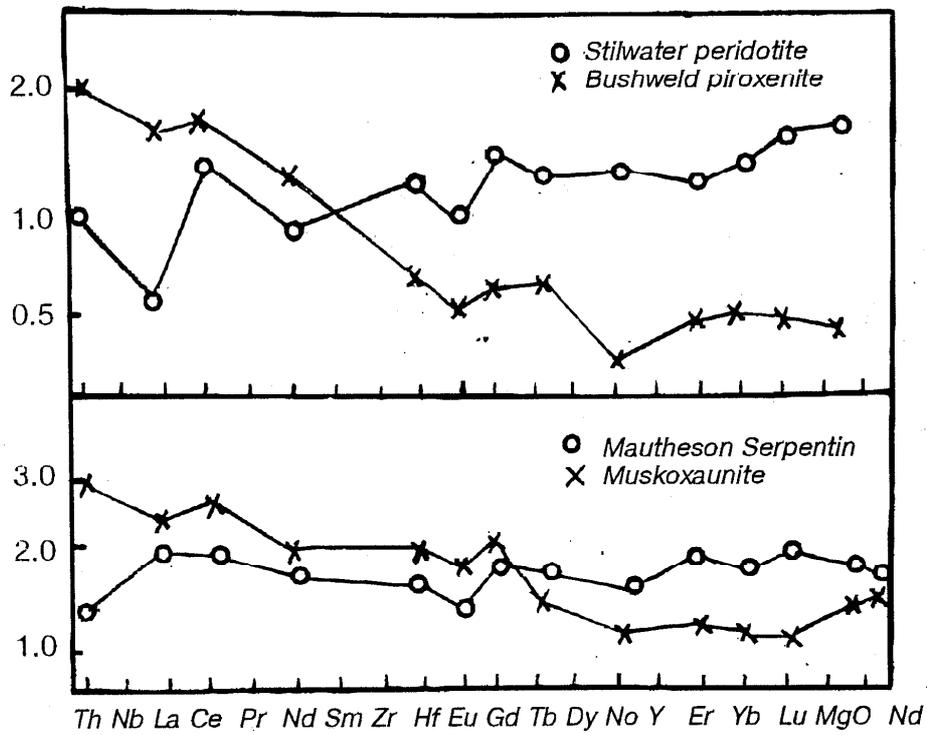


Рис. 8. Спектр концентраций редких земель в породах расслоенных интрузий [18].

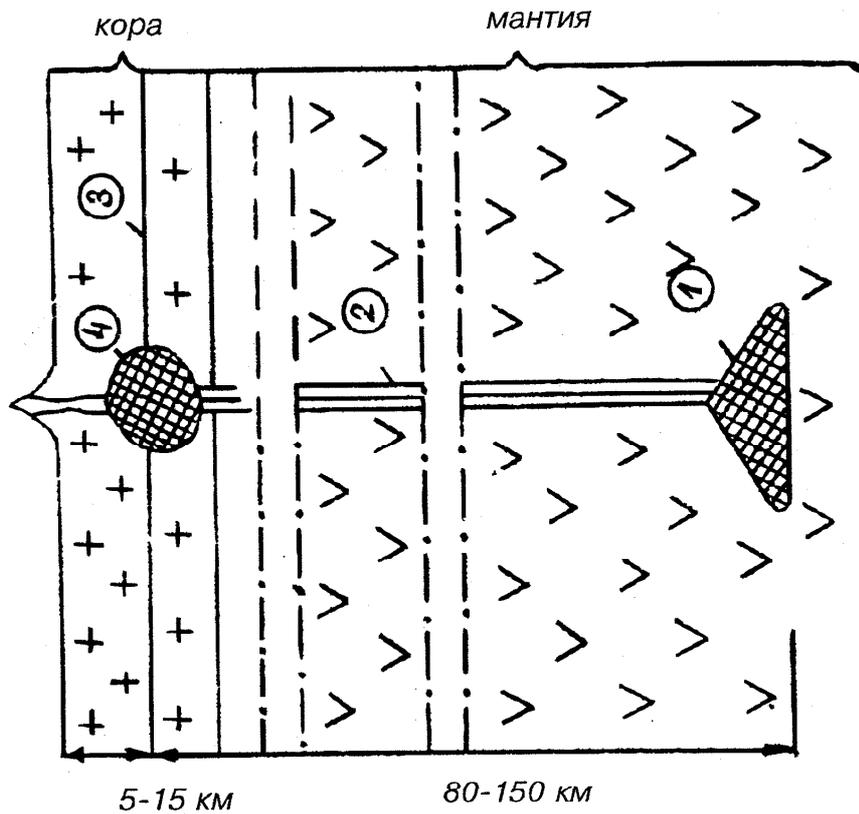


Рис. 9. Строение расплава магматической системы:

1 — зона выплавления расплава; 2 — зона подъема расплава; 3 — уровень нулевого значения подъемной силы; 4 — промежуточная приповерхностная камера

Возьмем ситуацию, когда в системе: зона генерации базальтового расплава — зона подъема — промежуточные камеры реализуется стационарный процесс, характеризующийся постоянной величиной

$$S = \frac{dV}{dt},$$

где S — скорость поступления расплава в зону промежуточных камер;
 V — объем расплава;
 t — время.

Поскольку промежуточные камеры образуются в консолидированных породах, способных сохранить свободный объем, то извержение расплава из камер на поверхность при стационарном режиме питания может иметь периодический характер, так как после каждого извержения требуется время для заполнения объема камеры.

При стационарном режиме заполнения промежуточной магматической камеры температура в ней будет поддерживаться на определенном уровне, и если этот уровень ниже температуры ликвидуса базальта, то в камере будет происходить непрерывный процесс кристаллизации минералов, температура плавления которых находится в интервале между температурой расплава в камере T_k и температурой ликвидуса T_L . При $T_k \sim 1470\text{—}1520$ К из расплава будет кристаллизоваться оливин или пара: оливин+пироксен. Эксперименты по центрифугированию смесей расплав+кристаллы [18] показали, что такие системы являются гравитационно неустойчивыми, и, практически, мгновенно разделяются на два слоя, образуя «кашу» из кристаллов и расплава на дне камеры и слой легкого расплава в верхней части камеры. Новые порции расплава, поступающие в камеру с двухслойным наполнением, имея плотность, меньшую, чем плотность «каши», проскальзывают через нее, не нарушая двухслойного строения камеры, которое может сохраняться вплоть до полного заполнения объема камеры магматической «кашей». Содержание расплава в «каше» составляет около 40 %, и по составу она полностью соответствует перидотитовому коматииту. Вязкость такой «каши» ~ 100 пуаз [20], что соответствует вязкости андезито-базальта при температуре 1520 °С. При излиянии на поверхность она способна течь с образованием типичных лавовых потоков. В верхней части такого потока при его остывании образуется зона закалки, состоящая из мелких кристаллов оливина, входящих в состав «каши», и стекла, имеющего состав расплава основного состава, равновесного с кристаллами, содержащимися в «каше». В таблице 2 приведены анализы общего состава «каши» и закаленного расплава, взятые из работы [14], которые подтверждают низкую температуру излияния коматиитовой «каши» и базальтовый состав содержащегося в ней расплава. Понижение температуры после извержения «каши» на поверхность приведет к быстрой кристаллизации оливина и образованию на дне потока мелкокристаллического оливинового кумулята. В верхней части отделившегося остаточного расплава могут кристаллизоваться кристаллы пироксена, образуя зону пироксенитов, а в средней части — быстрый рост кристаллов оливина приведет к формированию структуры «спинифекс». Таким образом, коматиитовая «каша» при охлаждении в потоке образует зональность, характерную для многих коматиитовых потоков.

Таблица 2

Состав матрицы и стекол (мас. %)

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	46.10	44.70	49.00
TiO ₂	0.23	0.47	0.56
Al ₂ O ₃	7.40	12.30	16.00
FeO	10.60	15.00	13.80
MgO	28.10	15.00	8.70
CaO	6.90	10.50	8.80
Na ₂ O	0.20	0.52	2.10
K ₂ O	0.08	0.40	-

Примечание: 1 — валовый состав; 2 — стекло с включениями оливина. Верхняя зона; 3 — стекло в интерстициях зерен пироксена.

Варианты дифференциации базальтовых расплавов в промежуточных камерах с периодическим обновлением расплава детально рассмотрены в работах О'Хары, Т. Ирвина и Р. Нельсена [23], [7, 22]. Примером накопления и кристаллизации магматической «каши» является расслоенный массив на острове Рам, в котором полностью отсутствуют дифференциаты состава габбро [12]. Доказательством того, что в массиве острова Рам мы действительно наблюдаем результаты кристаллизации «каши», является наличие в породах текстуры «спинифекс», которая может возникать только

при кристаллизации оливина из «каши». В таблице 1 приведены составы оливин-пироксеновых кумулятов массива на острове Рам, которые, как мы отметили выше, по основным петрохимическим характеристикам близки к составам перидотитовых коматиитов.

Явление камерной дифференциации базальтовых расплавов установлено для многих современных действующих вулканов [20]. Содержание MgO, которое можно рассматривать как показатель степени дифференциации в современных дифференцированных сериях, меняется от 15 до 6—7 мас. % [7]. Однако, несмотря на широкое развитие процессов дифференциации расплавов, случаев выдавливания коматиитовой «каши» на поверхность в современных вулканических центрах не установлено. За исключением третичных коматиитов на острове Горгона нет их и в более древних вулканических комплексах вплоть до протерозоя. Это свидетельствует о том, что в эпоху интенсивного проявления коматиитового магматизма от 3.5 до 2.7 млрд лет действовал специфический механизм, который делал возможным выдавливание коматиитовой «каши» на поверхность, и который, практически, перестал действовать, начиная с 2.7 млрд лет. Единственным механизмом, который действительно работал в этот период, является воздействие на промежуточные камеры ударных волн, возникавших при падении крупных метеоритов. Хотя период наиболее интенсивной метеоритной бомбардировки поверхности Земли приходится на интервал от 4.2 до 3.8 млрд лет [15], метеоритный поток не мог прекратиться мгновенно и, постепенно затухая, оказывал заметное воздействие на магматические аппараты вплоть до 2.7 млрд лет.

Если наша гипотеза об ударном воздействии на магматические камеры верна, то наиболее широко коматииты должны были проявиться в период с 4.2 до 3.8 млрд лет. Действительно, как установил Анхауссер, основания всех зеленокаменных поясов сложены ультраосновными-основными последовательностями, которые можно рассматривать как останцы тонкой (5—7 км) океанической коры [4]. Извержению коматиитов, несомненно, способствовала и высокая плотность этой ультраосновной-основной протокоры, благодаря чему уровень нулевой подъемной силы первичных базальтовых расплавов находился близко к поверхности.

Выводы

1. Генетические модели образования коматиитов, основанные на механизме парциального плавления вещества мантии, не согласуются с реологией расплавов и смесей расплав+кристаллы, механизмом отделения расплава от рестита и высокой реакционной способностью коматиитового расплава по отношению к породам в области подъема коматиитового расплава к поверхности земли.

2. Петрохимические и геохимические характеристики коматиитов и коматиитовых базальтов не согласуются с характеристиками пород, образованных путем парциального плавления. Они полностью соответствуют параметрам, характерным для пород расслоенных массивов основного состава.

3. Предложена альтернативная гипотеза генезиса коматиитов, в которой коматиитовые составы образуются в результате кристаллизационной дифференциации расплава в приповерхностных магматических камерах в условиях стационарного режима поступления расплава в промежуточную камеру. Коматиитовый материал накапливается в камере в виде магматической «каши» из расплава и кристаллов оливина. При излиянии на поверхность «каша» способна кристаллизоваться с образованием зональности, характерной для типичных коматиитовых потоков.

4. Извержение коматиитовой «каши» на поверхность возможно только при резком сжатии магматической камеры, которое может осуществляться за счет ударных волн при падении крупных метеоритов. Этим объясняется совпадение периода наибольшего распространения коматиитов с периодом интенсивной метеоритной бомбардировки поверхности Земли.

Литература

1. *Анфилогов В. Н.* Структурно-химическая эволюция магматических систем. // *Геохимия*, 1979, № 10, С. 1439—1445.
2. *Балеста С. Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М. : Наука, 1981, 134 с.
3. *Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Богатиков О. Л.* Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М. : Наука, 1987, 121 с.
4. *Гликсон А.* Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария. // *Ранняя история Земли*. М.: Мир, 1980. С. 264—294.
5. *Гудвин А. М.* Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной земной коры // *Ранняя история Земли*. М. : Мир, 1980. С. 87—107.

6. *Иодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979, 238 с.
7. *Ирвин Т. Н.* Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов. // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 241—300.
8. *Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Дорфман А. М., Багдасаров А. Ш.* Моделирование процесса отделения магматических расплавов от кристаллов с помощью высокотемпературной центрифуги. // Геохимия, 1989, № 1. С. 43—45.
9. *Малюк Б. И.* Генезис коматиитовых магм: петрохимическая проверка моделей // Геохимия, 1985, № 6. С. 785—795.
10. *Смолюкин В. Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. С.-П.: Наука, 1992, 272 с.
11. *Федотов С. А., Жаринов Н. А., Горельчик В. И.* Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности. // Вулканология и сейсмология, 1988. С. 3—42.
12. *Уэджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970, 552 с.
13. *Эпельбаум М. Б., Чехмиров А. С., Лютов В. С.* Диффузионное распределение компонентов в водно-альбитовом расплаве при ассимиляции минералов // Геохимия, 1978, № 2.
14. *Arndt N. T.* Differentiation of komatiite flows // *Petrol.*, v. 27, № 2. P. 279—301.
15. *Arri A. A.* Critical phenomena in rheology of partially melted rocks. // *Tectonophysics*. 1978, v. 44, № 1—4. P. 173—184.
16. *Chat G., Nardleff A. J.* The Jinchuan ultramafic intrusion: cumulate of a high-Mg basaltic magma // *J. Petrol.*, 1992, v. 33, № 2. P. 277—304.
17. *Frey F. A., Haskin L. A., Haskin M. A.* Rare earth abundances in same ultramafic rocks // *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 8. P. 2057—2070.
18. *Jochum K. P., Arndt N. T., Hofman A. W.* Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution // *Earth Planet Sci Lett*. 1991, v. 107, № 2. P. 272—289.
19. *Lister J. R., Campbell J. H., Kerr R. C.* The eruption of komatiites and picrites in preference to primitive basalts // *Earth Planet Sci Lett*. 1991, v. 105, № 1/3. P. 343—352.
20. *March B. D.* On the crystallinity probability on occurrence and rheology of Coma and magma // *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1981, v. 78, № 1. P. 85—98.
21. *Mc Kenzie D., O'Nions R. K.* Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, № 5. P. 1021—1091.
22. *Nielsen R. L.* Simulation of igneous differentiation processes // *Modern methods of igneous Petrology. Rev. in Mineralogy, Mineral Soc. of Amer.*, v. 24. P. 65—105.
23. *Rilly E. M., Rao B. V., Berkley J. L.* Mineralogical and chemical variations with layered sills of Derr Lake complex, Minnesota // *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 80, № 3. P. 230—239.
24. *Sun S. S., Nesbitt R. W.* Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: Evidence from rare earth elements // *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1978, v. 65, № 3. P. 301—326.
25. *Watson S., Mc Kenzie D.* Melt generation by plumes: a study of Hawaiian Volcanism // *Journ. Petrol.*, 1991, v. 32, № 3. P. 501—538.
26. *Williams D. A. C., Halberg J. A.* Archaean layered intrusions of the Eastern Goldfield Region, Western Australia // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1973, № 1. P. 45—70.